

В. М. МАКАГОН Б. М. ШМАКИН

ГЕОХИМИЯ
ГЛАВНЫХ ФОРМАЦИЙ
ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

НАУКА
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

В. М. МАКАГОН Б. М. ШМАКИН

ГЕОХИМИЯ
ГЛАВНЫХ ФОРМАЦИЙ
ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
В. А. Макрыгина

5033



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1988



Геохимия главных формаций гранитных пегматитов/Макагон В. М., Шмакин Б. М.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.— 210 с.

ISBN 5—02—028787—3.

Предлагается объединение гранитных пегматитов в группы формаций по начальному давлению минералообразования в пегматитовом процессе. Выделены минерогенетические формации гранитных пегматитов. Показаны геологические условия их образования и особенности минерального состава, последовательность минералообразования в пегматитах.

Рассмотрены закономерности поведения главных редких элементов и летучих компонентов в процессе формирования пегматитов, выявлены главные геохимические особенности пегматитов различных формаций. Затронуты вопросы связи пегматитов с метаморфизмом вмещающих толщ и гранитами, показаны особенности процесса пегматитообразования в пегматитовых полях различных формаций. На основе геохимических данных предложены геохимические критерии поисков и оценки пегматитов.

Книга рассчитана на геохимиков, минералогов и специалистов, занимающихся поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых в пегматитах.

Табл. 71. Ил. 13. Библиогр.: 284 назв.

Рецензенты

кандидаты геолого-минералогических наук

Л. Г. Кузнецова, А. А. Шиманский

Утверждено к печати

Институтом геохимии им. академика А. П. Виноградова
СО АН СССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

Гранитные пегматиты продолжают оставаться единственным поставщиком листового мусковита и цезия, дают лучшие по качеству танталовые и берилловые концентраты, являются одним из главных источников лития. Из них извлекаются значительные количества полевошпатового сырья, пьезокварца и кварца для последующей переработки, драгоценных и поделочных камней, коллекционного материала. Всем этим определяется неугасающий интерес к пегматитам. Гранитные пегматиты привлекают внимание исследователей и как до конца не разгаданные геологические уникамы. Таинственным миром пегматитов занимались многие сотни петрологов, минералогов и геохимиков, его проблемы решались не только в полевой обстановке и в аналитических лабораториях, но и путем экспериментального воспроизведения отдельных фрагментов сложного процесса пегматитообразования.

Многие проблемы так или иначе удалось решить. Как показало прошедшее в г. Иркутске в 1982 г. Третье Всесоюзное пегматитовое совещание, острые дискуссии между сторонниками только магматического, только метасоматического или только метаморфического способа образования пегматитов уходят в прошлое. «Магматисты» признают возможность образования гранитных расплавов — материнских для пегматитов — в процессе ультраметаморфизма и уделяют большое внимание метасоматическим процессам. А «метаморфисты», в свою очередь, не возражают против формирования в процессе метаморфизма магматического расплава, из которого затем образуются пегматиты.

Но решение некоторых генетических вопросов и признание большинством специалистов гетерогенности многих пегматитов не означают исчерпания пегматитовой проблематики. В частности, много новых результатов получено в области геохимии гранитных пегматитов, хотя и здесь наши знания пока еще не отличаются полной.

В 60-х и 70-х годах отечественными и зарубежными исследователями опубликовано значительное число статей и монографий по геохимии пегматитов, включая сводки по слюдоносным пегматитам Восточной Сибири, Индии и Северной Карелии, работы по редкометалльным и хрусталеносным пегматитам Казахстана, Украины, Канады, США, Австралии, ряда стран Африки. Большого внимания

заслуживает коллективный труд «Гранитные пегматиты в науке и промышленности» [Granitic Pegmatites..., 1982], выпущенный Минералогическим обществом Канады в начале 80-х годов.

Однако в большом потоке литературы по пегматитам нет книги, в которой были бы сведены вместе разрозненные сведения по гранитным пегматитам любой геохимической специализации. Авторы настоящей книги поставили перед собой задачу восполнить этот пробел. В какой мере им удалось достичь этой цели, покажет будущее.

Хотелось бы остановиться на одной особенности предлагаемой вниманию читателей монографии. Мы стремились использовать преимущественно результаты собственных геохимических исследований. В книге преобладают результаты наших собственных работ в пегматитовых районах Сибири, с привлечением образцов, собранных нами в других регионах Советского Союза, а также в Индии, США, Австралии и во многих других странах. Только в отдельных случаях воспроизводятся результаты анализов, выполненных в других учреждениях СССР или за рубежом, с соответствующими ссылками.

Многочисленные определения содержаний элементов в собранных нами образцах пегматитов и их минералов выполнены в аналитических лабораториях Института геохимии СО АН СССР С. Н. Арбатской, В. П. Афониним, Т. Н. Галкиной, А. Д. Глазуновой, Г. С. Гормашевой, В. А. Григорьевой, Т. Н. Гуничевой, Л. А. Ивановой, В. В. Конусовой, Е. С. Костюковой, А. И. Кузнецовой, В. А. Легейдо, Л. Д. Макагон, Д. Х. Николаевой, Э. Я. Огневой, Д. Я. Орловой, Г. В. Павлинским, Л. Ф. Пискуновой, Л. П. Плотниковой, Л. А. Персиковой, Л. Л. Петровым, Э. А. Развозжаевой, М. М. Рыбаковой, Е. В. Смирновой, З. М. Смоляк, Л. С. Таусон, В. А. Ширяевой, С. К. Ярошенко. Всем им, а также В. В. Дубынину, В. Н. Колесникову, Т. Н. Крыловой, Ю. З. Чебунину, сделавшим большой вклад в подготовку проб к анализам, авторы выражают свою искреннюю признательность.

Характеристика методов анализа пород и минералов дана в работах Б. М. Шмакина [1976] и В. А. Макрыгиной [1981].

Кроме авторов, в полевых и камеральных работах по пегматитам Сибири и некоторых других районов СССР в разные годы принимали участие их коллеги по Лаборатории геохимии пегматитов Института геохимии СО АН СССР и аспиранты М. П. Глебов, В. Е. Загорский, К. Ф. Каширин, Л. Г. Кузнецова, Т. М. Кузьмина, А. Н. Иванов, А. И. Макрыгин, В. А. Макрыгина, Л. Н. Морозов, В. А. Скворцов, В. А. Татаринов. В. Е. Загорским написана часть раздела 7.1 в гл. 7. Авторы благодарят всех своих коллег и особенно В. А. Макрыгину, взявшую на себя труд редактирования рукописи этой книги.

Большая работа по составлению списка литературы к монографии была выполнена заведующей библиотекой Института геохимии СО АН СССР Г. А. Черкашиной. На этапе подготовки рукописи к печати существенную помощь авторам оказали Г. М. Бриль, Д. М. Волкова, Ю. И. Самсонова, Н. С. Сиякина и Л. С. Таусон.

ФОРМАЦИИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Ранние классификации пегматитов основывались на разделении пегматитового процесса на стадии, этапы, а пегматитовых тел на зоны [Ферман, 1960; Власов, 1961]. А. И. Гинзбургом и Г. Г. Родионовым [1960] впервые за классификационный критерий был принят фактор глубинности пегматитообразования и выделены четыре группы пегматитов, формирующихся в условиях различных глубин и различающихся по характеру минерализации. Затем Г. Г. Родионовым [1964, 1977] эта классификация была детализирована. Выделены пять пегматитовых формаций: 1) редкоземельные пегматиты весьма больших глубин (более 8 км), 2) мусковитовые пегматиты больших глубин (6—8 км), 3) мусковит-редкометалльные пегматиты средних глубин (5—6 км), 4) редкометалльные пегматиты средних глубин (4—5 км) и 5) хрусталеносные пегматиты малых глубин (2—4 км). В дальнейшем А. И. Гинзбургом с соавторами [1979], а затем Я. А. Косалсом [1983] указывались несколько иные глубины формирования пегматитов различных формаций: для первой — более 10—11 км, для второй — от 7—8 до 10—11 км, для пегматитов умеренных (средних) глубин 3,5—7 км, а малых — 1,5—3,5 км. А. Н. Лукашев [1976] выделяет пегматиты: 1) приповерхностные (0—2 км), 2) малых глубин (2—7 км), 3) средних глубин (7—15 км) и 4) больших глубин (15—25 км). Как видно, различные авторы определяют глубинность пегматитов разными величинами.

Дальнейшие исследования геолого-тектонических и физико-химических условий формирования пегматитов показали, что большое значение для определения формационной принадлежности пегматитов имеют конкретные структурно-тектонические зоны, в которых происходит их формирование, с определенным присутствием этим зонам режимом осадкообразования и метаморфизма, а также и магматизмом. Уже в классификации А. И. Гинзбурга и Г. Г. Родионова подчеркивалось, что для пегматитов различной глубинности характерно размещение в пределах зон различных фаций метаморфизма вмещающих пород. Ю. М. Соколовым [1960] были детально изучены особенности состава слюдоносных пегматитов Мамского района, изофациальных разным зонам амфиболитовой фации метаморфизма. При дальнейшем изучении пегматитовых поясов было установлено, что слюдоносные пегматиты залегают в метаморфических поясах дистен-силлиманитового типа метаморфизма, тогда как редкометалль-

ные пегматиты — в метаморфических породах андалузит-силлиманитовой фацальной серии [Салье, 1973; Макагон, 1974]. Отмечалось, что связь пегматитов разных формаций глубинности с метаморфизмом того или иного типа определяется зависимостью между термодинамическими условиями метаморфизма и составом расплавов, образующихся в областях плавления, а также особенностями процессов формирования пегматитовых тел при различных физико-химических условиях. Как показано В. А. Макрыгиной [1977, 1981], определяющим фактором при этом является специфика структурно-тектонических зон, где происходили осадкообразование и метаморфизм, особенности флюидного режима которого последовались последующими процессами магмо- и пегматитообразования.

Ю. М. Соколов [1970], рассматривая совокупность метаморфических, метасоматических и магматических процессов — в основном для мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов, установил особенности процессов метаморфизма и ультраметаморфизма в зонах распространения пегматитов различных формаций.

А. И. Гинзбург [1964] отмечал, что пегматитовый процесс развивается по-разному в условиях высоких и низких давлений. Рассматривая зависимость пегматитового процесса от внешнего давления, он подчеркивал, что последнее определяется как глубиной, так и тектоническим режимом, господствующим при формировании пегматитов.

Дальнейшие исследования физико-химических условий формирования пегматитов показали, что выделяемые формации пегматитов отличаются по уровню начального давления в процессе минералообразования, которое зависит от тектонического режима на участках пегматитообразования. На основе изучения газовой-жидких включений было показано [Шмакин, Макагон, 1972; Макагон, 1974а], что начальные давления в процессах формирования мусковитовых и редкометалльных пегматитов значительно различаются, составляя 5—7,7 кбар для первых и до 4,5 кбар — для вторых. Для структурно-тектонической зоны, в которой формировались слюдоносные пегматиты Мамской провинции, был установлен режим высокого флюидного давления в метаморфической толще, обусловленный особенностями осадконакопления и метаморфизма пород и определивший специфику образовавшихся здесь гранитных расплавов, а затем и пегматитов [Макагон и др., 1975].

В дальнейшем высокие значения давлений были получены для зон гранулитов [Томиленко, 1979] и находящихся в них пегматитов [Томиленко, Чупин, 1983], из которых наиболее характерными являются редкоземельные.

Изучение млароловых пегматитов показало, что процесс минералообразования в них происходил при относительно низких давлениях [Базаров, 1965; Долгов, 1968; Юсупов, 1974].

Учитывая, что глубинность является относительной величиной и оценивается разными авторами для отдельных формаций различными значениями, мы считаем более целесообразным и правильным характеризовать пегматитовые формации не глубиной, а началь-

Формации гранитных пегматитов

Группа формаций	P , кбар	Минерагенические формации и подформации	Тектонические структуры	Формации материнских гранитов	Фации метаморфизма
Высоких давлений	5—8	Уран-редкоземельные пегматиты	Древние щиты и средние массивы	Мигматит-гнейсогранитная (ультраметаморфическая)	Гранулитовая
		Слюдоносные пегматиты с подформациями: мусковитовых пегматитов редкометалльно-мусковитовых пегматитов	Многосинклинальные зоны с карбонатно-терригенными осадками	Мигматит-гнейсогранитная (метаморфические и магматические пегматоидные граниты)	Амфиболитовая (дистен-силлиманитового типа метаморфизма) Эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая (наложение типов метаморфизма)
Умеренных давлений	2—5	Редкометалльные пегматиты с подформациями: сподуменовых пегматитов петалитовых пегматитов	Троговые структуры (грабен-синклинали) с терригенно-вулканогенными осадками	Гранодиорит-гранитная (редкоземельные граниты) Граниты рапакиви	Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая (андалузит-силлиманитового типа метаморфизма)
Низких давлений	1—2	Мпароловые пегматиты	Пологие антиклинали, зоны тектономагматической активизации	Щелочно-гранит-аляскитовая, гранодиорит-гранит-лейкогранитная, граниты-рапакиви	Фация зеленых сланцев
		Нйобий-иттриевые пегматиты	Зоны тектономагматической активизации	Щелочно-гранитная	Наложённый щелочной метасоматоз в условиях низких давлений

ным давлением минералообразования в пегматитовом процессе. Этот фактор зависит как от глубины, так и от тектонических и термодинамических условий, а также от флюидного режима геолого-структурных зон формирования пегматитов. На основе давления как главного классификационного фактора предлагается группировка пегматитов на формации (табл. 1.1). Необходимо подчеркнуть, что для пегматитовых формаций цифры давлений ниже, чем для соответствующих градаций в метаморфических зонах.

Нами выделяются три группы формаций пегматитов по давлению: 1) формации высоких давлений с начальным давлением минералообразования в пегматитах 5—8 кбар, 2) формации умеренных давлений — 2—5 кбар, 3) формации низких давлений — 1—2 кбар. Пегматитовым формациям по давлению соответствуют минерагенические формации. В первую группу формаций входят уран-редкоземельные пегматиты и слюдоносные пегматиты с подформациями мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов. К формации умеренных давлений относятся редкометалльные пегматиты с подформациями сподуменовых и петалитовых пегматитов. Третья группа формаций включает ниобиевые и ниобий-иттриевые пегматиты. Подформации слюдоносных пегматитов (мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых) отличаются тем, что первые формировались при относительно более высоких давлениях. Такое же соотношение давлений между первой и второй подформациями редкометалльных пегматитов. Уран-редкоземельные пегматиты названы нами так вслед за М. В. Кузьменко [1976], которая выделила уран-редкоземельный тип полей и месторождений. Такое название более правильно отражает минерализацию и металлогеническую специализацию этой формации пегматитов.

1.1. ФОРМАЦИИ ПЕГМАТИТОВ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

1.1.1. Уран-редкоземельные пегматиты

Уран-редкоземельные пегматиты распространены в толщах глубокометаморфизованных пород раннего докембрия. Вмещающие их комплексы гранулитов древних щитов обычно подвержены процессам ультраметаморфизма.

А. С. Никаноров [1979] предлагает считать характерными для этой формации кварц-полевошпатовые безрудные пегматиты, однако мы оставляем в этой формации главным тип уран-редкоземельных пегматитов, поскольку он несет в себе типохимическую характеристику формации. К тому же кварц-полевошпатовые безрудные (точнее — неспециализированные) пегматиты широко распространены и в полях пегматитов всех других формаций.

Для полей уран-редкоземельных пегматитов характерно широкое развитие процессов метасоматической гранитизации метаморфических толщ с последующим образованием магматических расплавов, при кристаллизации которых образовались тела лейкократовых гра-

нитов и ортотектитов. Пегматитовые жилы сложены калишпатом, плагиоклазом, кварцем, иногда они имеют зональное строение, так что во внешних их зонах наблюдаются мелкозернистые и графические пегматиты, а в центральных — блоковые, иногда с кварцевым ядром. Процессы послемагматического замещения в этих пегматитах проявлены слабо. Редкоземельные минералы представлены ортитом, бетафитом, эвксенитом.

Пегматиты этой формации впервые детально охарактеризованы П. В. Калининым [1957] в Южном Прибайкалье. Здесь широко распространены крупные согласные тела ортотектитов и так называемых гранит-пегматитов. Они пересекаются дискордантными телами микроклиновых и шерл-мусковитовых пегматитов. Для микроклиновых пегматитов характерны зональные жилы обычно линзообразной формы. Во внешней зоне пегматитовых тел расположены графические пегматиты, во внутренней — кварцевое ядро, окруженное крупными кристаллами микроклина. Пегматиты разнообразны по составу темноцветных и аксессуарных минералов, среди них выделяются титанит-пироксеновые, ортит-биотитовые и бетафит-биотитовые пегматиты [Калинин и др., 1984]. Типоморфными минералами этих пегматитов являются ортит, бетафит, эвксенит, сфен, магнетит, циркон, апатит.

Шерл-мусковитовые пегматиты с такой же общей зональностью, что и микроклиновые, отличаются относительно широким развитием плагиоклаза и кварц-мусковитового замещающего комплекса по микроклину. Характерные аксессуарные минералы: турмалин, гранат, апатит. По минеральному составу и геохимическим особенностям минералов эти пегматиты аналогичны пегматитам формации слюдоносных пегматитов.

Уран-редкоземельные пегматиты распространены во многих комплексах глубокометаморфизованных пород Алдана, Балтийского и Украинского щитов, Мадагаскара, ЮАР и Северной Америки. На Украинском щите редкоземельные пегматиты связаны с подольским плагиогранит-чарнокитовым комплексом раннепротерозойского возраста. Это согласные и секущие жилы длиной в сотни метров и мощностью до 30—40 м. Для большинства жил характерны резкие контакты с вмещающими породами. Редкоземельная минерализация присутствует только в части пегматитовых тел, а остальные тела — безрудные. Минералы редких земель представлены ортитом, монацитом, ксенотимом, самарскитом. Они ассоциируют с биотитом, гиперстеном, цирконом и колумбитом. Среди редкоземельных элементов явно преобладают цериевые лантаноиды [Щербак, 1975].

В пределах Алданской флогопитоносной провинции развиты многочисленные пегматитовые тела архейского возраста, среди которых выделяют ортотектиты (гранит-пегматиты) и собственно пегматиты, а также пегматиты линии скрещения [Шмакин, 1958]. По размерам, строению и минеральному составу пегматиты похожи на описанные выше пегматиты Южного Прибайкалья. Аксессуарные минералы обычно представлены титанитом, цирконом, чевкинитом, апатитом, ортитом, магнетитом. В некоторых жилах присутствуют

гранаты, торит, рутил, турмалин. Содержания редких земель в титаните (сфене) составляют 2,9—3,4%, причем цериевые лантаноиды преобладают [Шмакин, Степан, 1961]. В апатите ортотектитов количество редких земель достигает 1,72%. Для него, как и для титанита, характерно преобладание цериевых лантаноидов [Петрова, Смирнова, 1982].

Одним из примеров пегматитов Северной Америки является пегматитовое поле Саут-Платте в США. Здесь докембрийские метаморфические породы прорваны гранитоидами комплекса Пайкс-Пик докембрийского возраста. Жилы пегматитов находятся в эндоконтактовой зоне гранитного массива. Одна из жил этого пегматитового поля представляет крупное дифференцированное тело линзообразной формы. В эндоконтактовой зоне находится графический кварц-микроклиновыи пегматит, он сменяется к центру мелкоблоковой зоной, где микроклин резко преобладает над кварцем и часты секущие лейсты биотита. В центральной части жилы наблюдается крупноблоковый пегматит с примерно равным количеством микроклина и кварца. В нем расположено флюоритовое ядро, имеющее неправильные контуры. Редкоземельная минерализация представлена фергусонитом, самарскитом, а также даверитом и бастнезитом.

В другой жиле, представляющей крутопадающее штокообразное тело, распространен торит; кроме него присутствуют гематит, бастнезит, циркон, даверит, мусковит и топаз, отмечается монацит.

Пегматиты уран-редкоземельной формации распространены также в поле Траут-Крик в США [Тоцунова, 1976]. Здесь пегматитовые тела залегают в основном в эндоконтактовой зоне массива гранитов, который прорывает метаморфические породы докембрия, представленные слюдяными и горнблендитовыми сланцами и гнейсами, а также кварцитами. Пегматитоносные граниты — лейкократовые крупнозернистые с крупными вкрапленниками микроклина в основной массе, состоящей из ортоклаза, кварца и биотита. Пегматитовые тела небольших размеров — мощность их от 3,5 до 22 м, протяженность до 200 м. Они сложены двумя зонами: внешней — неравномерно-зернистой кварц-микроклиновой и внутренней — блоковой, кварц-микроклиновой. Изредка в них наблюдается промежуточная зона микроклинового графического пегматита. В микроклине встречаются пустотки, выполненные кристаллами кварца, флюорита, гематита и редкоземельных минералов: монацита, эвксенита и гадолинита. Крупные кристаллы эвксенита и монацита содержат прожилки, состоящие из флюорита и альбита с урановыми минералами.

Пегматиты уран-редкоземельной формации приурочены обычно к гнейсогранитным комплексам мигматит-гнейсогранитной магматической формации, где они тесно связаны с аляскитовыми микроклиновыми гранитами. Иногда наблюдаются переходы от пегматитов к анатектическим автохтонным лейкократовым гранитам ультраметаморфического или палингенно-метасоматического происхождения [Косалс, 1983], характеризующимся высокими температурами кристаллизации. По данным А. А. Томиленко и В. П. Чупина (1983), температура гомогенизации расплавных включений в кварце таких

Содержание редкоземельных элементов и Y (г/т) в ультраметаморфических и палингенных гранитоидах полей уран-редкоземельных, слюдоносных и редкометалльных пегматитов

Разновидность гранитов	Ce	La	Nd	Yb	Y	Ce/Y
------------------------	----	----	----	----	---	------

Граниты Алданской провинции [Петрова, 1975]

Аляскинты	75	45	33	2,0	14	5,4
Ортогекситы кососекущих тел	76	52	36	1,5	10	7,6
Ортогекситы поперечных тел	115	73	51	2,8	19	6,1

Граниты Мамской слюдоносной провинции [Макагон, 1977]

Метаморфические пегматоидные граниты	37	6,0	16	Не опр.	3,5	1,1
Магматические пегматоидные граниты:						
ортотлазовые	32	3,2	9	»	3,4	0,9
микроклиновые	49	14,0	16	»	17	2,9

Известково-щелочные гранитоиды поля редкометалльных пегматитов

Гранодиориты	57	36	29	2,9	16	3,6
Биотитовые граниты	44	27	13,3	1,6	10,3	4,3
Двуслюдяные граниты	19	7	7,0	2,5	14,1	1,3

гранитов составляет 900—840°C, а пегматитов (ортогекситов) — 850—820°C, что может указывать на низкое содержание воды в расплаве. Давление в процессе метаморфизма пород гранулитовой фации обычно 6—8,5 кбар, иногда достигает 10—11 кбар. Давление флюида при кристаллизации анатектических (ультраметаморфических) гранитов и пегматитов примерно 6 кбар, причем основным компонентом флюида являлся CO₂, тогда как P_{H₂O} составляло только 0,8 кбар [Томиленко, Чушин, 1983].

Ультраметаморфические граниты мигматит-гнейсогранитной магматической формации характеризуются близкими к кларкам для малокальциевых гранитов содержаниями Co, Ni, Cr, Cu, Mo, Sn, Pb, Zn, Zr, Be, Ce, La и Nd. Геохимической спецификой их являются низкие содержания V, Li, F, Yb и Y и высокие — Sr, Ba и Hg, а в ортогекситах и Rb [Петрова, 1975]. Для этих гранитов характерны высокие отношения K/Rb, Ba/Rb, Ba/Sr. Среди редких земель отчетливо преобладают цериевые лантаноиды над иттриевыми.

Сравнение содержаний редких земель в гранитоидах Алданского щита и в анатектических и палингенных гранитоидах поясов слюдоносных и редкометалльных пегматитов показывает (табл. 1.2), что количество цериевых редких земель в первых максимально, отношение Ce/Y в них также наиболее высокое. Преобладание церия над иттрием еще более возрастает в пегматитах [Петрова, 1975].

1.1.2. Слюдоносные пегматиты

Формация слюдоносных пегматитов включает две подформации: 1) мусковитовых и 2) редкометалльно-мусковитовых пегматитов. Пегматиты подформаций имеют много общего в тектоническом положении, условиях образования и геохимических особенностях.

1.1.2.1. Мусковитовые пегматиты

Мусковитовые пегматиты залегают в комплексах терригенно-осадочных пород, метаморфизованных в условиях дистен-альмандин-биотит-мусковитовой субфации [Соколов и др., 1975] амфиболитовой фации дистен-силлиманитового типа метаморфизма. Эти породы слагают миогеосинклинальные зоны (Байкало-Патомское нагорье, Карелия), характеризующиеся большой мощностью осадков. Одна из важнейших особенностей терригенных толщ — широкое распространение в их разрезе высокоглиноземистых пород.

Среди мусковитовых пегматитов по отношению к складчатости вмещающих метаморфических пород Ю. М. Соколов выделяет син- и позднесинкинематические тела [Великославинский и др., 1964]. Открытие полостей, в которых залегают пегматитовые жилы, происходило в результате единой системы напряжений — сжатия и растяжения, связанной со складчатостью тектонической зоны [Родионов, 1977].

Мусковитовые пегматиты часто слагают инъекционные тела магматического происхождения. Наряду с ними в ряде пегматитовых полей наблюдаются жилы первично-метаморфического генезиса. Магматические пегматиты имеют зональное строение обычно с таким расположением зон (от контакта к центру жил): зоны аплитовидной или гранитной структуры эндоконтактной части сменяются графическим пегматитом, переходящим в апографический; в центральной части жил находятся пегматиты крупноблоковой структуры и кварцевое ядро. Первично-метаморфические пегматиты имеют, как правило, блоковую структуру.

Главными минералами мусковитовых пегматитов являются калиевый полевой шпат (микроклин и ортоклаз), кислый олигоклаз, кварц; второстепенные минералы — слюды (биотит и мусковит). Акцессорные минералы: турмалин, апатит, гранат, ортит, монацит, уранинит, колумбит, берилл, касситерит, сульфиды.

Типичным примером крупного пояса мусковитовых пегматитов является Мамская пегматитовая провинция. Здесь гранитные и пегматитовые тела залегают в докембрийской толще метаморфических пород (рис. 1.1), сложенной переслаивающимися биотитовыми, гранат-двуслюдяными, дистен-двуслюдяными гнейсами и сланцами, в которых встречаются прослои мраморов, амфиболовых сланцев, амфиболитов, известково-силикатных пород. Инъекционные пегматитовые тела здесь генетически связаны с массивами биотитовых пегматоидных гранитов. Для них характерен смешанный плагио-микроклиновый состав полевых шпатов. Широко распространены те-

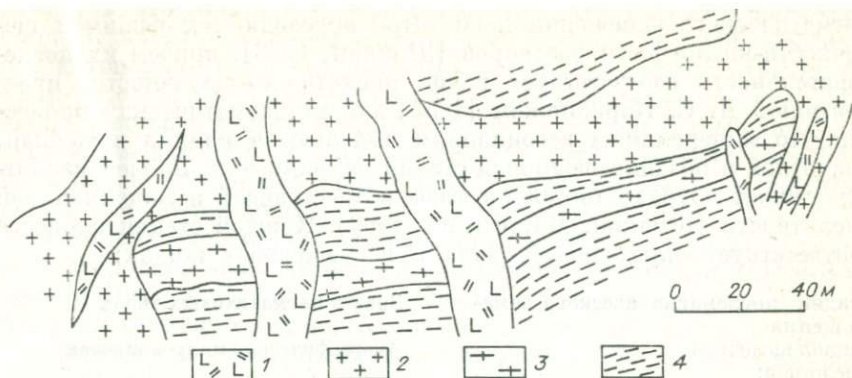


Рис. 1.1. Взаимоотношения пегматоидных гранитов и пегматитов различного происхождения в Мамской провинции мусковитовых пегматитов (по А. В. Спиридонову [1985] с интерпретацией авторов).

1 — инъекционные пегматиты магматического происхождения, 2 — пегматоидные граниты магматического происхождения, 3 — пегматиты метаморфического происхождения, 4 — ди-стен-гранат-двуслюдяные, гранат-двуслюдяные сланцы и гнейсы.

ла согласных мусковитовых пегматитов первично-метаморфического происхождения (крупноблоковые плагиоклазовые пегматиты, см. рис. 1.1) с резким преобладанием среди полевых шпатов олигоклаза (An_{25-20}). Согласные тела сложены пегматитами блоковой, неяснографической и мелкозернистой структуры с широко развитыми кварц-мусковитовым замещающим комплексом и замещением биотита мусковитом. Акцессорные минералы представлены ортитом и апатитом.

Секущие жилы пегматитов часто имеют зональное строение: (от контакта к центру): 1) зона мелкозернистого пегматита гранитной структуры, 2) зона графического пегматита, 3) зона апографического пегматита, в которой наиболее часто развит кварц-мусковитовый замещающий комплекс, 4) блоковая зона и 5) кварцевое ядро. Главными минералами пегматитов являются кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат (ортоклаз или микроклин), второстепенными — биотит и мусковит. Широко распространены акцессорные: турмалин (шерл), апатит, гранат, берилл, ортит и монацит. Реже встречаются минералы группы сульфидов.

В зональных телах мусковитовых пегматитов от внешних зон к внутренним понижается содержание анортитовой составляющей в плагиоклазе, калиевый полевой шпат в них обычно представлен микроклином. Ортоклаз более распространен в незональных телах.

В мусковитовых пегматитах широко развиты процессы послемагматического замещения первичных метаморфических и магматических минеральных парагенезисов, при этом наиболее распространены мусковитизация биотита и гидролиз (кварц-мусковитовое замещение) полевых шпатов. Альбитизация проявлена очень слабо. На завершающем этапе пегматитового процесса иногда образуются кристаллы кварца и альбита в небольших пустотах. Процессы после-

магматического замещения пегматитов определяются режимом щелочности-кислотности растворов [Шмакин, 1963], причем их последовательность соответствует волне кислотности-щелочности, предложенной Д. С. Коржинским [1955] для метасоматических процессов. По минеральным ассоциациям выделяются ранняя щелочная, кислотная и поздняя щелочная стадии метасоматоза, причем кислотная стадия подразделяется на фазы возрастающей и максимальной кислотности [Шмакин, Макрыгина, 1969]. Каждой стадии процесса соответствует определенная зона в пегматитовых жилах:

Стадии послемагматического замещения	Зона в пегматитовых телах
Ранняя щелочная	Апографическая микроклиновая
Кислотная:	
возрастающей кислотности	Кварц-мусковитовый комплекс
максимальной кислотности	Кварцевое ядро
Поздняя щелочная	Участки альбитизации и растворения кварца

Среди мусковитовых пегматитов Мамской провинции выделяются также послемагматические тела, кристаллизация которых происходила из постмагматических растворов [Шмакин, Макрыгина, 1969; Шмакин, 1976], заполняющих трещины. Это мусковит-плагиоклазовые жилы, сложенные кислым плагиоклазом, кварцем и мусковитом. Из аксессуарных минералов в них присутствуют берилл, гранат, апатит.

Метаморфические породы в экзоконтактах мусковитовых пегматитов интенсивно изменены под воздействием послемагматических растворов, при этом их изменение определяется характером послемагматических процессов, наблюдающихся в пегматитовых телах. Наиболее широко развиты процессы мусковитизации и окварцевания различных биотитсодержащих гнейсов и сланцев, в меньшей степени — их микроклинизация, а также «раскисление» плагиоклаза, которое характерно обычно для внешних зон ореола измененных пород.

Мусковитовые пегматиты широко распространены также в докембрийских метаморфических комплексах Восточного Саяна, Енисейского края, Северной Карелии, Индии, Северной Америки.

В Восточном Саяне Гутаро-Бирюсинский пояс мусковитовых пегматитов приурочен к докембрийским породам, представленным среднезернистыми биотитовыми, двуслюдяными и дистен-гранат-двуслюдяными гнейсами и сланцами с прослоями амфиболовых гнейсов, биотит-кварцевых сланцев, кварцитов и мраморов. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации дистен-силлиманитового типа метаморфизма. Основная масса пегматитовых тел представлена инъекционными телами магматического происхождения, но, как и в Мамском районе, встречаются крупноблоковые плагиоклазовые пегматиты, имеющие первично-метаморфическое происхождение, а также пегматитовые тела, образованные на послемагматическом этапе [Глебов, Шмакин, 1969]. Жилы магматического происхождения имеют зональное строение и состав, аналогичный описанному выше для Мамской провинции. Процессы послемагмати-

ческого изменения пегматитов привели к интенсивному развитию кварц-мусковитового замещающего комплекса, а также к образованию кварцевых ядер с клиновидным мусковитом. Пегматитовые жилы, в которых наблюдаются интенсивные послемагматические изменения, сопровождаются в экзоконтактах ореолами измененных пород. Во вмещающих эти жилы гнейсах и сланцах наблюдаются процессы окварцевания, мусковитизации, микроклинизации и развития олигоклаза по андезину.

В Аппалачской металлогенической провинции Северной Америки наиболее важны мусковитовые пегматиты Новой Англии и Юго-Восточного Пидмонта. Пегматиты Новой Англии приурочены к комплексу метаморфических пород: слюдяным сланцам, биотитовым гнейсам, сланцам со ставролитом и силлиманитом, кварцитам и амфиболитам [Lemke a. o., 1952]. Обычно они слагают согласные линзы, расположенные кулисообразно, и имеют инъекционный характер. Почти всегда пегматитовые жилы зональны. Они содержат наряду с полевыми шпатами, кварцем и мусковитом биотит и акцессорные минералы, типичные для мусковитовых пегматитов: черный турмалин, апатит, гранат, берилл. В ряде случаев наблюдаются также акцессорные минералы радиоактивных элементов, ниобия и тантала. В контактовых зонах биотитовые сланцы интенсивно мусковитизированы и обогащены турмалином.

В полях мусковитовых пегматитов широко распространены пегматоидные граниты метаморфического и магматического происхождения. Первые из них слагают согласные тела, образовавшиеся *in situ*, вторые представлены как секущими, так и согласными телами.

Метаморфические пегматоидные граниты сложены плагиоклазом (олигоклазом), кварцем, биотитом и мусковитом. Иногда в них присутствует калишпат-ортоклаз, количество которого составляет 5%. Магматические граниты состоят из плагиоклаза, калишпата, кварца, биотита и мусковита. Они представлены микроклиновыми и ортоклазовыми разновидностями, образовавшимися в процессе магматической дифференциации гранитного расплава. Пегматиты являются конечными продуктами этого процесса. Пегматитовые тела часто залегают в метаморфических породах, однако они наблюдаются и в пределах массивов материнских гранитов, где приурочены к купольным участкам их кровли.

Изучение условий формирования пегматоидных гранитов показало, что температура образования метаморфических гранитов составляет 650—550° и возрастает для магматических гранитов до 720—650°. По данным исследований газовой-жидких включений в кварце гранитов давление в процессе формирования магматических гранитов достигало 8 кбар, метаморфические граниты образовывались при более низком давлении (5—7 кбар). При этом P_{H_2O} могло достигать 3 кбар, а избыточное давление флюидной фазы обуславливалось углекислотой. На послемагматическом этапе формирования пегматитов происходило резкое снижение температуры и давления. Если ранние магматические зоны пегматитовых тел формировались при температурах 700—650° и давлениях 7,7—5,7 кбар, в поздних

замещающих комплексах минералообразование происходило при температурах 420—370° и давлениях 2,6—1,4 кбар [Макагон, 1977].

Пегматоидные граниты поясов мусковитовых пегматитов характеризуются низкими содержаниями редких щелочей, Tl, Zn, редких земель, Ta, Nb, Sn, F. Наиболее характерной геохимической особенностью их является высокое содержание Ba и Sr, в меньшей степени Rb. Для пегматоидных гранитов метаморфического происхождения отмечается наследование геохимической специфики пород, за счет которых они образовались [Макагон, 1970]. В магматических гранитах наблюдается понижение отношений K/Rb и Ba/Rb от их ортоклазовых разновидностей к более поздним микроклиновым, что указывает на широкое развитие процесса магматической дифференциации палингенного расплава, из которого образовались граниты и пегматиты.

1.1.2.2. Редкометалльно-мусковитовые пегматиты

Подформация редкометалльно-мусковитовых пегматитов, называемых также мусковит-редкометалльными и берилл-мусковитовыми [Родионов, 1964; Соколов и др., 1975; Салье, 1975], занимает промежуточное положение между мусковитовыми и редкометалльными пегматитами по целому ряду геологических и минералогических признаков. Для зон, где наблюдаются эти пегматиты, характерно наложение метаморфизма андалузит- или дистен-силлиманитового типа на породы, метаморфизованные ранее при различных режимах давления [Салье, 1975].

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты генетически связаны с теми же калишпатсодержащими биотитовыми пегматоидными гранитами, что и мусковитовые пегматиты. Массивы гранитов в этом случае имеют аллохтонный характер. Редкометалльная минерализация в пегматитах часто наложена на мусковитовую. В связи с этим редкометалльно-мусковитовые пегматиты имеют большее сходство с мусковитовыми пегматитами, чем с редкометалльными.

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты представлены инъекционными телами с резкими, обычно секущими контактами. Жилы имеют зональное строение, сходное со строением тел мусковитовых пегматитов магматического происхождения. В эндоконтактной оторочке наблюдается мелкозернистый плагиоклазовый пегматит, иногда кварц-мусковит-альбитовый или кварц-мусковитовый замещающий комплекс. Затем идет зона графического пегматита, которая к центру жилы переходит в полевошпатовую блоковую зону. В центре обычно находится кварцевое ядро, отороченное клиновидными кристаллами «пегматоидного» мусковита. Наблюдаются также секущие зоны альбитового пегматита.

Для минерального состава жил редкометалльно-мусковитовых пегматитов характерны олигоклаз и альбит, микроклин, кварц, мусковит, биотит. Акцессорные минералы — берилл, колумбит, касситерит, турмалин, гранат, апатит, встречаются иногда уранинит, самарскит, циртолит. Берилл обычно отмечается в блоковой полево-

шпатовой зоне, колумбит и касситерит связаны с зонами альбитизации, секущими или образующими «карманы» в полевошпатовой зоне. Главное отличие редкометалльно-мусковитовых пегматитов от редкометалльных — отсутствие минералов лития, а также достаточно высокое качество мусковита. От мусковитовых пегматитов они отличаются слабым распространением мелкозернистой и графической зон при широком развитии блоковой структуры. Кварц-мусковитовый комплекс в этих пегматитах развит относительно слабо.

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты широко распространены наряду с мусковитовыми в слюдоносных районах Енисейского края, Карелии, Индии, Южной Африки, Бразилии. В Енисейском крае они наиболее характерны для Кондаковского пегматитового поля. Пегматитовые тела здесь залегают в протерозойских породах, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Крупных массивов гранитоидов в пределах поля нет, но к югу от него наблюдаются гнейсограниты с крупными порфиробластами калишпата. Они прорваны жилами недифференцированных пегматитов. Эти гранитоиды считаются материнскими для пегматитов Кондаковского поля [Шмакин, 1976].

Пегматитовые жилы представляют собой полнодифференцированные тела. Наиболее развиты зоны блокового пегматита и кварцевое ядро. Зоны мелкозернистой и графической структуры не характерны. Наблюдаются интенсивные процессы кварцевого замещения. В составе пегматитов олигоклаз преобладает над микроклином, биотит почти нацело замещен мусковитом. Акцессорные минералы: апатит, берилл, монацит, циркон, уранинит, танталониобаты, сульфиды.

В северо-западной части поля наблюдаются маломощные мусковит-плаггиоклазовые жилы, являющиеся послемагматическими телами выполнения. Полевой шпат здесь представлен альбитом, калишпат очень редок, биотит отсутствует. Акцессорные минералы: берилл, топаз, апатит, титанит, циркон, рутил, монацит, уранинит. Мусковит имеет характерный желто-зеленый цвет.

С юго-востока на северо-запад Кондаковского поля отчетливо нарастает развитие метасоматических процессов в пегматитах, что вполне согласуется с положением гранитоидов относительно пегматитов. В экзоконтактах слюдоносных тел наблюдаются окварцевание и мусковитизация гнейсов и сланцев, а также новообразования плаггиоклаза, турмалина, апатита, граната.

Одним из типичных примеров слюдоносной провинции с широким развитием редкометалльно-мусковитовых пегматитов является Раджастанская в Индии [Шмакин, 1976]. Для нее характерны крупные пегматитовые жилы, среди которых преобладают крутопадающие линзовидные тела, но встречаются также и жилы пластинчатой формы. Пегматиты наблюдаются обычно в полосе метаморфических пород шириной в 2 км, около контакта материнских гранитных массивов. Берилл в жилах наиболее распространен по границе кварцевого ядра с кварц-полевошпатовой зоной, в ассоциации с ним наблюдаются крупные клиновидные кристаллы мусковита зеленого цве-

та. Кроме берилла и мусковита отмечаются самарскит, монацит, турмалин, апатит, гранат.

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты обычно локализуются в метаморфических породах более низких по давлению и температуре фаций метаморфизма, чем мусковитовые пегматиты. В восточной части Балтийского щита редкометалльно-мусковитовые пегматиты наиболее характерны для зон, где происходило наложение метаморфизма дистен- или андалузит-силлиманитового типа на уже метаморфизованные ранее комплексы пород, или для зон, находящихся вблизи границы метаморфических серий указанных двух типов метаморфизма [Салье, 1975; Салье, Глебовицкий, 1976]. Обычно наложенный метаморфизм характеризуется средними температурами (ставролитовые субфации). Кристаллизация пегматитов происходит в условиях более низких давлений. Начальные давления для них составляют около 5 кбар. Вопросы связи с гранитоидными массивами и условий образования этих пегматитов разработаны гораздо слабее, чем для мусковитовых пегматитов, так как долгое время эта подформация не выделялась в самостоятельную.

Сравнивая уран-редкоземельные и слюдоносные пегматиты формации высоких давлений, необходимо подчеркнуть, что различие этих пегматитов, образующихся в разных структурно-тектонических зонах земной коры, определяется режимом летучих. При близком общем давлении летучих для уран-редкоземельных пегматитов характерно резкое преобладание CO_2 над H_2O в пегматитообразующих расплавах, тогда как слюдоносные пегматиты образуются из расплавов с повышенным содержанием H_2O , хотя давление углекислоты во флюиде остается высоким.

1.2. ФОРМАЦИИ ПЕГМАТИТОВ УМЕРЕННЫХ ДАВЛЕНИЙ

Пегматиты умеренных давлений — редкометалльные пегматиты — обычно залегают в геосинклинальных трогах (грабен-синклинальных зонах) эвгеосинклинального типа, отличающихся мощными толщами вулканогенно-терригенных осадков. Эти толщи метаморфизованы в условиях андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации (андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма).

Формация редкометалльных пегматитов подразделяется на две подформации: 1) редкометалльных сподуменовых и 2) редкометалльных петалитовых пегматитов, различающихся по давлению летучих в процессе минералообразования. Первые характеризуются относительно высоким первоначальным давлением летучих (до 4,5—5 кбар), вторые — относительно низким давлением (около 2 кбар). Разница в давлении летучих в процессе кристаллизации пегматитов приводит к различиям в составе и внутреннем строении пегматитовых тел, особенностям процесса кристаллизации.

Подформациями сподуменовых и петалитовых пегматитов не ограничивается все многообразие редкометалльных пегматитов. Сре-

ди них наблюдаются отдельные жилы, а иногда и пегматитовые поля с оловянной, танталовой или бериллиевой минерализацией. Однако в регионах, где образуются такие пегматиты, при полном развитии пегматитового процесса формируются также и жилы литиевых пегматитов (со сподуменом или петалитом), характеризующихся соответственно либо повышенным, либо относительно низким давлением летучих, и, таким образом, поля безлитиевых пегматитов тоже могут быть отнесены к той или иной подформации.

1.2.1. Редкометалльные сподуменовые пегматиты

Редкометалльные сподуменовые пегматиты залегают в эффузивно-терригенных метаморфизованных породах, образуя серии согласных, косо- и поперечно секущих жил. При залегании в толщах переслаивания различных биотитовых сланцев и амфиболсодержащих пород пегматиты обычно слабо дифференцированы, однако они могут образовывать и зональные тела в ортоамфиболитах.

В одном из пегматитовых полей Сибири сподуменовые пегматиты образуют серии слабо дифференцированных жил. Среди них наблюдаются три обособленных структурно-парагенетических комплекса, отличающихся условиями образования, составом и структурными признаками. Наиболее ранний — мелко- и тонкозернистый сподумен-кварц-альбитовый комплекс. В более позднем средне-крупнозернистом комплексе главными минералами являются микроклин, сподумен и кварц. Пегматиты этих двух комплексов магматического происхождения. Третий, кварц-мусковит-альбитовый комплекс имеет метасоматическую природу.

Второстепенные и аксессуарные минералы сподуменовых пегматитов — мусковит, лепидолит (редок), монтебразит, берилл, турмалин, апатит. Рудные минералы представлены танталитом, микролитом, касситеритом, поллуцитом.

Во вмещающих породах около жил сподуменовых пегматитов наблюдаются интенсивные процессы замещения. Наиболее развиты гольмквиститизация и биотитизация первичной роговой обманки, замещение биотита мусковитом, перекристаллизация биотита в экзоконтактных зонах пегматитовых тел.

В полях сподуменовых пегматитов наиболее широко распространены жилы, имеющие собственно литиевую специализацию, но наряду с ними встречаются жильные серии с комплексной тантал-цезий-литиевой специализацией, в которых присутствует поллуцит и повышено количество танталита. В некоторых полях встречаются тела микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов с танталовой специализацией.

В сериях слабо дифференцированных и недифференцированных жил сподуменовых пегматитов наблюдается пространственное обособление тел с комплексной специализацией.

В. В. Гордиенко [1970] описаны сподуменовые пегматиты одного из пегматитовых полей СССР, где зональность пегматитовых тел развита также слабо. На контакте с вмещающими породами в этих

пегматитах имеется маломощная аплитовая оторочка, состоящая из плагиоклаза и кварца. Она сменяется среднезернистым кварц-полевошпатовым (альбитовым) агрегатом гранобластовой структуры. Этот агрегат сложен альбитом и кварцем, встречаются также микроклин и сподумен. Здесь же наблюдаются жилки и гнезда сахаровидного альбита с мусковитом и кварцем, которые с мелкозернистым сподуменом и микроклином образуют обособления так называемых вторичных аплитов. По мере удаления от контакта альбит в кварц-альбитовом агрегате становится крупнопластинчатым, резко возрастает количество сподумена и уменьшается содержание сахаровидного альбита. Это уже средне-крупнозернистый кварц-сподумен-альбитовый агрегат, в котором сподумен ориентирован обычно перпендикулярно контакту жил. Здесь присутствуют также мусковит, марганцевый апатит, гранат (спессартии), берилл, колумбит-танталит, трифилин-литиофилит. В 10—50 см от контакта в кварц-сподумен-альбитовом агрегате появляется микроклин в виде изометрических и вытянутых блоков. Кварц-сподумен-альбитовый агрегат с различным количеством блокового микроклина составляет основной объем жил. В нем наблюдаются участки блокового пегматита, состоящего из кварца, в котором находятся идиоморфные кристаллы сподумена, микроклина и розетки клевеландита. Встречаются также участки, сложенные крупнозернистым кварц-мусковитовым пегматитом с незначительным количеством клевеландита и сподумена.

В одном из зональных тел сподуменовых пегматитов Сибири внешняя зона эндоконтакта сложена кварц-альбит-мусковитовым пегматитом с большим количеством черного и синего турмалина. Она сменяется блоковой зоной, состоящей из блоков микроклина, кварца, кристаллов сподумена, амблигонита, интенсивно замещенного диккитом, встречаются участки кварц-альбит-мусковитового комплекса, в котором часты кристаллы синего и зеленого турмалина. Блоки микроклина иногда замещаются мелкокристаллическим альбитом. В блоковой зоне встречаются берилл, танталит, касситерит. В центральной части жилы находится крупноблоковая зона, состоящая из кварца и сподумена, встречаются блоки поллуцита, кристаллы берилла, танталита, наблюдался рубеллит.

Классические зональные тела сподуменовых пегматитов представлены в пегматитовом поле Блэк Хиллс (США). Здесь от зальбандов к осевым частям пегматитовых тел насчитывается от 7 до 12 зон [Тоцунова, 1976]. Краевые оторочки сложены кварцем, альбитом и мусковитом (микроклин отсутствует), а из аксессуарных минералов здесь наиболее важны турмалин и берилл. Внешние зоны или микроклин-пертит-кварц-мусковитовые, или существенно альбитовые. В них иногда присутствует в очень большом количестве берилл (в некоторых телах до 70% объема зон).

Промежуточные зоны также имеют переменный состав в зависимости от содержания в них кварца, альбита и микроклин-пертита, при этом альбит чаще преобладает во внешних частях этих зон, а микроклин-пертит — во внутренних, хотя возможны и обратные

соотношения. Здесь встречаются берилл, амблигонит, апатит, танталониобаты, касситерит.

Во внутренних зонах альбит представлен клевеландитом, появляются литиевые слюды и сподумен. Ядра сложены кварцем или кварцем и микроклин-пертитом в ассоциации с крупным бериллом.

В полях редкометалльных сподуменовых пегматитов широко распространены массивы палингенных дифференцированных гранитоидных комплексов известково-щелочной серии гранодiorит-гранитной магматической формации. Многие исследователи редкометалльные пегматиты традиционно связывают генетически с конечными дифференциатами аллохтонных гранитных комплексов, в которых обычно наблюдается накопление от ранних фаз к поздним K, Li, Rb, Cs, Be, Pb, В и понижение содержаний Ba и Sr [Косалс, 1983]. В аплитовых разностях и лейкократовых гранитах понижаются концентрации фтора. Однако во многих полях сподуменовых пегматитов встречаются крупные тела альбит-сподуменового состава, относившиеся ранее к пегматитовым образованиям, но несущие черты гранитов. Они могут быть выделены в тип сподумен-альбитовых гранитов, являющихся самостоятельным интрузивным комплексом [Бескин, Шмакин, 1980]. Этот гранитоидный комплекс является позднеспорогенным по отношению к процессам складкообразования и сформировался, по-видимому, из расплавов глубинного происхождения. Упомянутый выше ранний сподумен-кварц-альбитовый комплекс сподуменовых пегматитов по составу аналогичен таким сподумен-альбитовым гранитам. Их кристаллизация происходила в условиях относительно низких температур (550—650°) и повышенных давлений (до 5—5,5 кбар), причем одним из главных летучих компонентов во флюидной фазе была CO₂. Следствием этого является низкое содержание фтор- и водосодержащих минералов в сподуменовых пегматитах.

1.2.2. Редкометалльные петалитовые пегматиты

Редкометалльные петалитовые пегматиты обычно залегают в крупных массивах ортоамфиболитов. На одном из месторождений Сибири пологозалегающие тела этих пегматитов характеризуются хорошо развитой зональностью при очень неравномерном распределении минералов. Зональность асимметрична. Обычно в верхней эндоконтактной зоне находится альбит-кварц-мусковитовая оторочка, ниже залегают блоковый калишпатовый пегматит, в котором калиевый полевоый шпат часто замещен кварц-альбитовым тонкозернистым агрегатом. В центральной части тел наблюдаются участки клевеландита, зона блокового калишпатового пегматита и кварцевые обособления (ядра), а лежащая часть тел постоянно представлена альбитовым тонко-мелкозернистым пегматитом. Наряду с этими зонами и участками в пегматитовых жилах встречаются крупные обособления петалита, который замещается кварц-сподуменовым кварц-альбитовым агрегатом, эвкрипитом. В центральной части жил иногда отмечаются лепидолит-кварцевые участки.

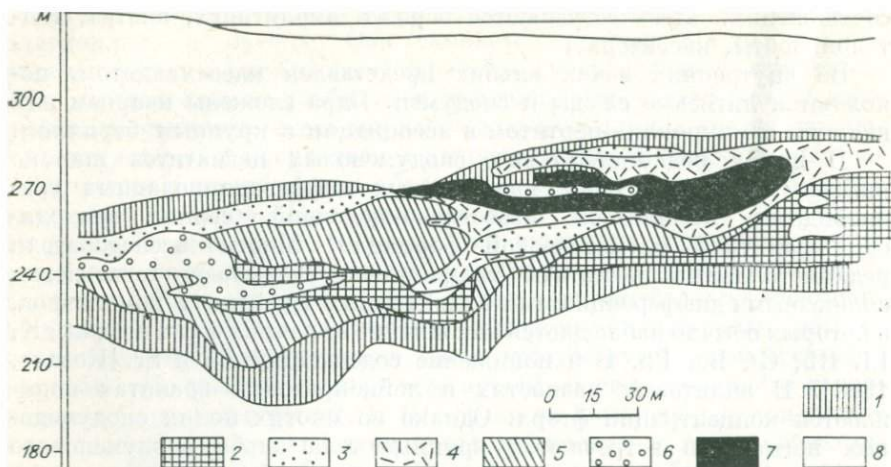


Рис. 1.2. Вертикальный разрез через главное пегматитовое тело месторождения Берник-Лейк [Crouse, Černý, 1972].

1—7 — зоны: 1 — внешняя (см. описание), 2 — альбитового априта, 3 — нижняя промежуточная, 4 — верхняя промежуточная, 5 — центральная промежуточная, 6 — кварцевая, 7 — поллуцитовая; 8 — амфиболит.

Главными минералами петалитовых пегматитов являются калиевый полевой шпат (ортоклаз и микроклин), альбит, кварц, слюды ряда мусковит — лепидолит. Широко распространены фосфаты лития, апатит, иногда турмалин ряда шерл — альбаит, топаз, берилл и рудные минералы: танталит, иксиолит, воджинит, микролит, касситерит.

Одна из жил поля петалитовых пегматитов Сибири сопровождается апофизой, сложенной лепидолитовым слюдитом, в боковых зонах которого находится существенно турмалиновая порода. Эта апофиза, видимо, образовалась из сильно обогащенного летучими (F, B, P) силикатного расплава, обособившегося путем ликвации от расплава, сформировавшего главное пегматитовое тело. Такое же происхождение имеют кварц-лепидолитовые линзы в пегматитах месторождения Бикита в Зимбабве [Глюк, Шмакин, 1986].

В экзоконтактных зонах жил петалитовых пегматитов наблюдается интенсивное замещение первичных минералов амфиболитов. Наиболее развиты процессы биотитизации, гольмквиститизации и хлоритизации роговой обманки.

Петалитовые пегматиты месторождения Берник-Лейк (Канада) залегают в амфиболитах. Главное рудное тело месторождения является пологозалегающим. В плане оно имеет эллипсоидальную форму [Černý, 1982].

Пегматитовое тело зонально (рис. 1.2). В нем выделяется девять зон [Crouse, Černý, 1972]. Первая — эндоконтактная оторочка — сложена альбитом и кварцем (на рисунке не показана). Следующая, внешняя, состоит из альбита, кварца, микроклин-пертита и муско-

вита. Эти две зоны наблюдаются в висячем и лежачем боках тела. Третья зона — альбитовый аплит — сложена альбитом и кварцем. Она находится в лежачем боку тела. Нижняя промежуточная зона состоит из микроклин-пертита, альбита, кварца и сподумена. Верхняя промежуточная сложена сподуменом, кварцем и амблигонитом, иногда петалитом. В этих зонах кварц-сподуменовый агрегат образовался по петалиту. Шестая зона — центральная промежуточная — состоит из микроклин-пертита, альбита и кварца. Кварцевое ядро обычно расположено в центральной части жилы. Поллуцитовая зона почти мономинеральная и представлена тремя крупными линзами. Лепидолитовая зона (на рис. 1.2 не показана) образована двумя плитообразными обособлениями и рядом мелких линз.

Таким образом, пегматитовое тело месторождения Берник Лейк характеризуется неравномерным распределением минералов с обособлением почти мономинеральных кварцевой, поллуцитовой и лепидолитовой зон в виде ядер, линз, участков, что свойственно и петалитовым пегматитам описанного сибирского месторождения.

В полях петалитовых пегматитов Сибири широко распространены массивы гранитоидов и тела лейкократовых гранитов, относящихся к комплексам известково-щелочной серии гранодиорит-гранитной формации, конечными продуктами дифференциации которых обычно считаются редкометалльные петалитовые пегматиты. Однако, судя по геохимическим данным, последние не могут являться продуктами дифференциации этих гранитоидов (более подробно об этом будет сказано в гл. 4). Изучение гранитоидного магматизма одного из полей редкометалльных петалитовых пегматитов показало, что, наряду с указанными выше гранитоидами, в районе распространены массивы и дайки рапакививидных гранитов. Возраст этих гранитов очень близок к возрасту редкометалльных пегматитов. Геохимические особенности рапакививидных гранитов и редкометалльных петалитовых пегматитов показывают, что те и другие имеют глубинную природу. Учитывая, что граниты рапакиви формируются на субплатформенном этапе развития структур земной коры, а петалитовые пегматиты образуются в близкое с рапакививидными гранитами время, можно полагать, что эти пегматиты завершали своим образованием раннепротерозойский тектономагматический цикл. Возможно, рапакививидные граниты и петалитовые пегматиты являются двумя ветвями дифференциации глубинного магматического очага.

Изучение условий формирования различных массивов гранитов рапакиви [Чупин и др., 1979] показало, что они кристаллизовались в одних случаях при температурах 590—630° и давлении воды 2,5—3 кбар (Выборгский массив), в других — при температуре до 830—810° и давлении воды менее 1 кбар (Коростенский плутон). Таким образом, граниты рапакиви формируются в широком диапазоне температур и давлений. С Коростенским плутоном связаны, как известно, миароловые пегматиты Вольни. Возможно, что именно с рапакививидными гранитами, содержащими значительное количество воды и фтора, могут быть парагенетически связаны редкометалльные петалитовые пегматиты.

Сподуменовые пегматиты представляют собой подформацию повышенных давлений, петалитовые — пониженных. Эти две минерогенические подформации резко отличаются по давлению и составу летучих. Они являются крайними членами формации, но могут встречаться пегматиты и без четкой привязки к определенной подформации, близкие по первоначальным давлениям кристаллизации к линии раздела полей этих двух подформаций по P - T условиям.

1.2.3. Формационный анализ геохимических типов редкометалльных пегматитов

В основу геохимической классификации редкометалльных гранитных пегматитов М. В. Кузьменко [Поля редкометалльных..., 1976] были положены следующие признаки: петрохимический и минеральный состав, геохимическая редкометалльная специализация, количественные соотношения главных и второстепенных минералов и редкометалльная специализация конкретных пегматитовых тел, текстуры пегматитовых тел, отражающие степень дифференциации пегматитового расплава. По этим признакам выделены геохимические типы редкометалльных пегматитов: 1) уран-редкоземельный, 2) бериллий-тантал-литиевый, 3) тантал-бериллиевый, 4) бериллий-литий-цезий-танталовый с бором и фтором (комплексный редкометалльный), 5) фтор-тантал-литиевый и 6) ниобий-иттриевый.

Выделенные геохимические типы редкометалльных пегматитов принципиально различаются не только по редкометалльной специализации, но и по количественным соотношениям главных минералов и их сочетаниям. Установлено 11 таких главных минералов, но они никогда не наблюдаются совместно в качестве породообразующих ни в конкретных пегматитовых телах, ни в жильных сериях, а характеризуют в общем пегматитовый процесс — кристаллизацию остаточного расплава гранитных магм. Изменение соотношения этих минералов определяет специфику и многообразие парагенетических типов жильных тел в пегматитовых полях и месторождениях. К таким минералам относятся олигоклаз (№ 15—30), альбит-олигоклаз (№ 8—15), альбит, микроклин, амазонит, кварц, сподумен, петалит, биотит, мусковит, лепидолит.

В геохимических типах пегматитов от уран-редкоземельного к последующим уменьшается роль биотита, олигоклаза и альбит-олигоклаза, происходит увеличение сначала роли сподумена и микроклина, а затем, при понижении количества этих двух минералов, появляется лепидолит в конечных членах комплексного и фтор-тантал-литиевого типов. Та же тенденция в эволюции минерального состава сохраняется и в жильных сериях каждого геохимического типа и в дифференцированных пегматитовых жилах.

При разработке рассматриваемой классификации учитывались формации материнских гранитов. Так пегматиты первых двух геохимических типов считаются продуктами дифференциации плагиоклаз-микроклиновых гранитов главных интрузивных фаз, тогда как пегматиты третьего и четвертого типов генетически связываются

с кислыми, бедными кальцием, биотитовыми или двуслюдяными гранитами главной или дополнительной интрузивных фаз, а для последних двух типов за материнские принимаются кислые граниты дополнительных трещинных или межформационных интрузий.

Однако при определении магматических формаций материнских интрузий не учитывались тектонические структуры земной коры, в которых находятся граниты и пегматиты. В связи с этим для геохимически совершенно различных пегматитов первых двух типов указаны в качестве материнских одинаковые граниты, так же как объединены в этом отношении и два последних типа. Никакого анализа метаморфического фактора также не проводилось. В связи со сказанным рассматриваемая классификация имеет определенные недостатки.

По предложенной нами классификации пегматиты уран-редкоземельного типа относятся к формации пегматитов высоких давлений, связаны с ультраметаморфическими гранитами гранулитовых комплексов и резко отличаются от других, именно редкометалльных пегматитов.

Четыре геохимических типа собственно редкометалльных пегматитов М. В. Кузьменко объединяются нами в формацию пегматитов умеренных давлений. При этом геохимические типы не совпадают с подразделением указанной формации по давлению на сподуменовые и петалитовые пегматиты, так что в одном геохимическом типе наблюдаются обе эти подформации. Видимо, это совпадение обусловлено недоучетом в геохимической классификации вмещающей геологической среды. Ведь бериллий-тантал-литиевый и тантал-бериллий-литиевый геохимические типы могут наблюдаться в пегматитах как сподуменовой, так и петалитовой подформации.

Комплексный тип редкометалльных пегматитов также встречается в пегматитовых полях как сподуменовой, так и петалитовой подформации. При высоких содержаниях фтора он представлен в последней подформации лепидолит-альбитовыми телами. Сказанное относится и к фтор-тантал-литиевому геохимическому типу.

Пегматиты ниобий-иттриевого геохимического типа относятся нами к формации пегматитов низких давлений.

Таким образом, геохимические типы в классификации М. В. Кузьменко расположены в основном в последовательности от формаций высоких давлений к формациям низких давлений. При этом собственно редкометалльные пегматиты относятся к формации умеренных давлений.

1.3. ФОРМАЦИИ ПЕГМАТИТОВ НИЗКИХ ДАВЛЕНИЙ

Эта группа объединяет две минерагенические формации: 1) миароловых пегматитов и 2) ниобий-иттриевых пегматитов. Как указывалось выше, начальные давления в процессе образования миароловых пегматитов составляли 1—2 кбар. Для ниобий-иттриевых пегматитов таких исследований не проводилось, и к формации низких давлений они отнесены по геологическим признакам.

1.3.1. Миароловые пегматиты

Миароловые пегматиты залегают или в массивах гипабиссальных гранитов (камерные пегматиты), или в слабометаморфизованных осадочных породах (перемещенные жилы). Характерной особенностью пегматитов этой формации является развитие пустот (миарол), выполненных кристаллами кварца, турмалина, берилла, топаза, флюорита и других минералов. Миаролы могут иметь первичное и вторичное происхождение. В соответствии с минерализацией в миаролах выделяются хрусталеносные, флюоритоносные, берилл-топазовые и другие пегматиты.

Камерные пегматитовые тела с миаролами имеют как симметрично-, так и асимметрично-зональное строение. От периферии к центру выделяются: 1) аплитовидный гранит, 2) графическая зона, 3) пегматоидная зона и 4) кварцевое ядро. Под кварцевым ядром в пегматоидной зоне могут находиться один или несколько хрусталеносных «погребов», содержащих кристаллы кварца, флюорита, топаза, полевых шпатов и других минералов.

Хрусталеносные пегматиты Кентского пегматитового поля (Центральный Казахстан) расположены в Кентском гранитном массиве, представляющем собой межформационную интрузию, формировавшуюся в условиях малых глубин [Лукашев, 1976]. Залегает массив в эффузивно-осадочной толще нижнего карбона и представлен аляскиотовыми гранитами, в которых широко развиты процессы альбитизации и грейзенизации. Пегматиты контролируются телами мелкозернистых гранитов, находясь на выклинивании или в зальбандах последних. Небольшие по размерам тела пегматитов сложены микроклин-пертитом и кварцем, содержание которого достигает 40%. В центральных частях тел наблюдаются пустоты, выполненные кристаллами кварца, флюорита и других минералов. Около миарол пегматиты и граниты значительно переработаны послемагматическими процессами альбитизации, грейзенизации, аргиллитизации, сидерооксидации и др.

Район Борщовочного кряжа в Забайкалье является примером преобладания жильных (перемещенных) пегматитов. Они характеризуются наличием многочисленных первичных и вторичных миарол с друзами кварца, топаза, берилла и турмалина. Пространственно и генетически они связаны с крупным мезозойским Борщовочным гранитным интрузивом, приуроченным к крупному антиклинорию. Наиболее глубинные центральные части интрузива сложены крупнозернистыми биотитовыми гранитами с порфиробластами розового калиевого полевого шпата. В апикальной части они представлены серыми среднезернистыми и крупнозернистыми порфиробластическими биотитовыми гранитами и ближе к кровле — мелкозернистыми биотитовыми и двуслюдяными массивными и гнейсовидными гранитами. Многочисленные дайки аплитов, гранит-пегматитов и аляскиотовых гранитов пересекают эти граниты. Разнообразные гранитоидные породы интрузива подразделены на два комплекса: борщовочный (средняя юра) и кукульбейский (верхняя юра). Их геохимическая характеристика дана в гл. 5.

Пегматитовые тела залегают в куполовидных структурах гранитных интрузий, в зонах разрывных нарушений, в складчатых структурах метаморфических пород. Это обычно крутопадающие жилы или штокообразные тела, иногда с раздувами и апофизами. Часто пегматитовые тела имеют зональное строение, в них выделяются зоны (от контакта к центру): аплитовидная, гранитная, графическая, апографическая, пегматоидная и блоковая. Главные породообразующие минералы — микроклин, кварц, альбит. Слюды представлены биотитом, мусковитом, лепидолитом, циннвальдитом. Акцессорные минералы — эвксенит, гадолинит, монацит, ортит, циртолит, аквамарин, воробьевит, топаз, полихромный турмалин, гранат, касситерит, апатит, амблигонит, микролит, танталит-колумбит.

Миароловые пегматиты Борщовочного кряжа, согласно А. В. Тараринову [1974], составляют ряд последовательно сменяющихся в пространстве разновидностей: частично хрусталеносные, мусковит-берилл-топазовые, лепидолит-рубеллитовые, биотит-шерловые, мусковит-берилловые, мусковит-верделитовые. При этом хрусталеносные пегматиты залегают в наиболее глубинных частях интрузивов, среди биотитовых крупнозернистых розовых гранитов с порфиробластами калиевого полевого шпата, мусковит-берилловые — среди мелко- и среднезернистых биотитовых гранитов апикальных зон, а мусковит-верделитовые — во вмещающих метаморфических породах амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Интенсивность процессов замещения первичных парагенезисов альбитовым и кварц-мусковитовым возрастает от первых разновидностей пегматитов к последним, так что жилы мусковит-верделитовых пегматитов характеризуются очень интенсивным развитием процессов замещения и имеют участково-зональное строение.

По характеру акцессорной минерализации, а также по составу слюды указанный ряд разновидностей пегматитов в определенной степени соответствует последовательному увеличению степени «редкометалльности» пегматитов. В конечных членах ряда образуются миаролы с хрусталем, аквамарин, воробьевитом, топазом, цветным турмалином. В друзовых парагенезисах, кроме перечисленных минералов, наблюдаются микроклин, адуляр, кварц, мусковит, клева-ландит, лепидолит, апатит, гранат.

Миароловые пегматиты с вторичными пустотами нередко расположены в полях пегматитов других минерагенетических формаций и наследуют в этих случаях особенности «материнских» пегматитов. Так, в мусковитовых пегматитах Мамской провинции встречаются миаролы вторичного происхождения, содержащие в основном кристаллы кварца и альбита. В редкометалльных пегматитах Гиндукуша (Афганистан) наблюдаются вторичные миаролы, в которых находятся кристаллы кунцита, воробьевита, зеленого турмалина, поллукцита, кварца.

Гипабиссальные граниты, являющиеся материнскими для миароловых пегматитов, относятся к различным гранитоидным формациям: 1) гранит-лейкогранитной, 2) щелочно-гранит-аляскитовой, 3) гранодиорит-гранит-лейкогранитной и 4) гранитов рапакиви [Косалс,

1983]. Для этих гранитов характерно увеличение до максимальных содержаний К, F, Rb, отчасти Be, снижение содержаний Ba и Sr, отношения Ba/Rb. Согласно Ю. А. Долгову и Л. Ш. Базарову [1965], в процессе формирования миароловых пегматитов содержания F в массивах гранитоидов понижаются в связи с выносом его в зоны пегматитообразования.

Граниты рапакиви, являющиеся материнскими для камерных пегматитов Вольни, изучены наиболее детально. Они формировались в условиях высоких температур (830—810°) и низких парциальных давлений воды (менее 1 кбар). Для графических пегматитов без топаза, залегающих в этих гранитах, также характерны высокие температуры кристаллизации (760—690°), тогда как в крупных топазоносных телах графические пегматиты, по данным В. П. Чупина и др. [1979], кристаллизовались при пониженных температурах (650—620°).

Для некоторых гранитных массивов, содержащих миароловые пегматиты, установлены низкие температуры кристаллизации гранитов. Так, О. Н. Косухиным [1977] получены температуры гомогенизации расплавных включений в кварце гранитов Дунгалинского и Кыринского массивов всего 630—600°, а во внешних зонах тел миароловых пегматитов они снижаются до 540°. По-видимому, это связано с высоким P_{H_2O} во флюидной фазе и повышенным содержанием воды в расплаве. Необходимо отметить, что при образовании миарол при высоких температурах возможно локальное повышение давления в определенных участках пегматитовых тел («автоклавный эффект»), которое может достигать 3,6 кбар [Косухин, 1980]. Однако нами принято эталонным для формации миароловых пегматитов давление 1—2 кбар, характерное для наиболее распространенных хрусталеносных пегматитов [Базаров, 1965].

1.3.2. Ниобий-иттриевые пегматиты

Этот тип пегматитов был выделен М. В. Кузьменко [Поля редкометалльных..., 1976]. От уран-редкоземельных пегматитов они существенно отличаются по условиям локализации, залегая часто в экзоконтактах щелочных гранитов (Северо-Запад СССР [Лунц, 1972]) или в зонах приразломного щелочного метасоматоза (Сибирь [Макрыгина, 1981]).

Внутреннее строение пегматитовых тел характеризуется обычно слабой зональностью. Зоны аплитовидного и графического пегматита развиты слабо, широко распространены сегрегационные и блоковые структуры. В центральных частях крупных жил наблюдаются кварцевые ядра.

Основные минералы пегматитов этой формации — микроклин, плагиоклаз (An_{10-20}) и кварц. Второстепенные минералы представлены эгирином, гастингситом, биотитом, иногда магнетитом и флюоритом. Акцессорная минерализация характеризуется широким кругом минералов тория, иттрия и ниобия, а также бериллия, распространены также циркон, касситерит, ильменит, гентгельвин, берилл,

гранат, титанит. Широко развит процесс альбитизации, с которым иногда тесно связана редкоземельная и ниобиевая минерализация. В некоторых случаях наблюдается интенсивное окварцевание.

В качестве примера ниобий-иттриевых пегматитов рассмотрим поле в восточной части Балтийского щита [Калита, 1966, 1974; Луцц, 1972]. А. Я. Луцц среди иттрий-ниобиевых пегматитов выделяет здесь две группы: 1) микроклиновые пегматиты и 2) амазонитовые пегматиты.

Микроклиновые (иногда это плагиомикроклиновые или микроклин-плагиоклазовые) пегматиты приурочены к контактам щелочных гранитов и метасоматически измененных гнейсов, располагаясь обычно в мелкозернистых щелочных гнейсогранитах эндоконтактовой части гранитного массива. Жилы пегматитов представляют собой согласные, секущие и пластово-секущие тела. Внутреннее строение их отличается слабо проявленной зональностью, только в наиболее крупных телах она четко выражена. От зальбандов к центру этих тел происходит увеличение размеров минералов и смена парагенетических комплексов: 1) внешняя зона — альбит-олигоклаз-кварцевый комплекс; промежуточные зоны: 2) графический и неяснографический кварц-микроклиновый пегматит и 3) кварц-микроклиновый пегматоид; 4) внутренняя зона — кварц-микроклиновый блоковый пегматит; 5) осевая зона мономинерального кварца; 6) участки интенсивной альбитизации и окварцевания.

Акцессорная редкоземельная минерализация в этих пегматитах распределена очень неравномерно и приурочена к зонам и участкам интенсивной трещиноватости. Обычно редкоземельные минералы (абукумалит, фергюсонит, циртолит, блонстрандин, иттротитанит, ортит, чевкинит) ассоциируют с магнетитом и приурочены к зонам позднего кварца. В редких случаях чевкинит, иттротитанит, фергюсонит, блонстрандин и абукумалит находятся в зонах и участках альбитизации или в неизмененных пегматитах. Редкоземельная минерализация наблюдается также в экзоконтактовой зоне пегматитов [Луцц, 1972].

Амазонитовые пегматиты залегают в гранитизированных биотитовых гнейсах и расположены на большем удалении от щелочных гранитов. Они слагают линзообразные, жилообразные и пластообразные согласно- и пластово-секущие тела. Часто строение их простое: в кварц-альбитовом мелкозернистом агрегате расположены блоки амазонита, реже кварца. Крупные тела дифференцированы, в них наблюдаются: 1) лейкократовая эндоконтактовая оторочка кварц-олигоклазового состава, 2) промежуточная зона кварц-альбит-олигоклаз-амазонитового состава крупнозернистой структуры, иногда с занорышами с кристаллами амазонита, серого кварца и мориона, 3) осевая зона, сложенная блоками серого кварца, амазонита, крупнопластинчатым альбитом и биотитом, а также мелкозернистым кварц-альбитовым комплексом.

Акцессорные редкоземельные минералы приурочены к мелкозернистому кварц-альбитовому замещающему комплексу и представлены гадолинитом, пирохлором, фергюсонитом, кейльгауитом. Встре-

чаются также флюорит, ильменорутил, рутил, анатаз, магнетит, шпирит, циркон, малакон, гентгельвин, амфибол, ставролит, силлиманит, гранат [Поля редкометалльных..., 1976].

Таким образом, в пегматитах этого поля минералы редких земель, ниобия и бериллия связаны с замещающими комплексами: кварц-альбитовым, альбитовым и кварцевым с магнетитом. Наиболее характерными элементами ниобий-иттриевых пегматитов являются Y, лантаноиды, Nb, Th, Zr, Hf, Be, менее распространены Ta, Li, Rb, Cs.

Ниобий-иттриевые пегматиты распространены также в одном из пегматитовых полей Сибири. Они имеют здесь микроклин (амазонит)-кварц-альбитовый или кварц-амазонитовый состав с бериллиевой и редкоземельно-ниобиевой минерализацией [Поля редкометалльных..., 1976]. Для них характерно присутствие флюорита, иногда в сростании с бериллом; отмечается отчетливая бериллиевая специализация.

В Западном Прибайкалье также имеется ряд пегматитовых тел, относимых к формации ниобий-иттриевых пегматитов. Залегают они здесь в нефелиновых сиенитах или их контактовых зонах и имеют четко выраженное зональное строение. Во внешних частях жил наблюдаются зоны графического микроклинового пегматита, а также средне-крупнозернистого плагиоклазового пегматита. В центральных частях тел расположены зоны блокового микроклинового пегматита с кварцевым ядром, в котором иногда наблюдаются крупные обособления магнетита и турмалина, пластины биотита. В блоковом пегматите наряду с серым микроклином распространен амазонит, наблюдаются участки альбитизации, реже позднего окварцевания. Редкоземельная минерализация развита относительно слабо, наблюдаются ортит, фергусонит, бетафит. Встречаются гранат, циркон, рутил, апатит.

Пегматиты ниобий-иттриевой формации распространены в пегматитовых полях Сомали и Мадагаскара (Восточная Африка).

Вопросы физико-химических условий формирования этих пегматитов и их материнских гранитов изучены очень слабо. Изучение процессов метаморфизма и наложенного щелочного метасоматоза в породах Кутинской глыбы (Северное Прибайкалье), где наблюдаются тела аналогичных пегматитов, позволило В. А. Макрыгиной [1981] отнести метаморфические породы и пегматиты зон метасоматоза этого региона к образованию низких давлений. Этот вывод был основан на данных парагенетического анализа и исследований особенностей состава минералов. К сожалению, сведения по включениям минералообразующей среды для пегматитов этой формации отсутствуют.

Для ниобий-иттриевых пегматитов, в отличие от уран-редкоземельных, характерно резкое преобладание иттриевых редких земель над цериевыми. Так, в пегматитовом поле Балтийского щита содержание Ce_2O_3 в пегматитах составляет 0,015—0,04%, а Y_2O_3 — 0,03—0,16% [Поля редкометалльных..., 1976]. Отношение Ce/Y здесь очень низко и составляет 0,2—0,4, тогда как в гранитах и пегматитах уран-редкоземельной формации оно всегда выше 1.

1.4. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Изучение термодинамических условий образования пегматитов с различной минерализацией показало, что их можно объединить в формации различных давлений. Выделяются формации пегматитов высоких, умеренных и низких давлений. Для каждой из этих формаций пегматитов характерны свои структурно-тектонические зоны, типы формаций гранитоидов, метаморфизм вмещающих пород. От первой формации к третьей понижается роль метаморфического фактора и повышается — магматического. Гранитоидный магматизм изменяется при этом от синорогенного к посторогенному, а также субплатформенному магматизму зон активизации.

В составе пегматитовых жил разных формаций различна роль первичных парагенезисов и замещающих комплексов. Для уран-редкоземельных пегматитов формации высокого давления процессы послемагматического замещения не характерны. В слюдоносных пегматитах широко проявлены кварц-мусковитовое и кварцевое замещение. В редкометалльных пегматитах формации умеренных давлений широко распространены кварц-мусковит-альбитовый и кварц-альбитовый замещающие комплексы. При пониженных давлениях в этих пегматитах наблюдаются процессы ликвации пегматитового расплава. В формациях низких давлений наиболее развит процесс альбитизации.

В каждой группе пегматитовых формаций различных давлений наблюдаются важные в промышленном отношении минерагенические формации. Из формаций высоких давлений наиболее важна формация слюдоносных пегматитов с подформациями мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов. Формации пегматитов умеренных давлений включают редкометалльные сподуменовые и петалитовые пегматиты, а формации пегматитов низких давлений — миароловые пегматиты. Геохимические особенности пегматитов этих главных формаций будут рассмотрены в следующих главах этой работы.

Глава 2

ГЕОХИМИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

В гл. 1 было показано, что во всех регионах мира собственно мусковитовые пегматиты образуются в обстановке высоких давлений, характерных для дистен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации метаморфизма. Ход метаморфических процессов, формирующих комплекс вмещающих пород, материнские граниты и пегматиты,

в значительной мере определяется летучими компонентами исходных толщ [Макагон и др., 1975; Петров, Макрыгина, 1975; Макрыгина, 1981]. Наиболее важными из летучих компонентов являются углекислота и вода. Именно высокие парциальные давления воды способствуют широкому развитию в пегматитах слюд.

Из других геохимических особенностей мусковитовых пегматитов следует прежде всего отметить их существенную обогащенность барием в сравнении с другими формациями гранитных пегматитов [Шмакин, 1970а; Макагон, Костюкова, 1973]. Дальнейшее изучение показало обогащенность барием мусковитовых пегматитов Карелии [Гордиенко и др., 1976], Индии [Шмакин, 1976] и США [Шмакин и др., 1979].

Геохимическая характеристика мусковитовых пегматитов базируется в основном на результатах собственных исследований авторов на протяжении двух с половиной десятилетий. Кроме того, используются материалы М. П. Глебова, В. Е. Загорского, В. А. Макрыгиной и других сотрудников Лаборатории геохимии пегматитов Института геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР. Для сравнения в некоторых случаях приводятся данные других исследований, сопровождаемые ссылками на литературные источники.

Необходимо напомнить, что во многих регионах наблюдаются мусковитовые пегматиты, различающиеся по составу и генезису. Наряду с преобладающими инъекционными магматическими пегматитовыми телами, содержащими калиевый полевой шпат и плагиоклаз, биотит и мусковит, широко развиты мусковит-плагиоклазовые жилы послемагматического генезиса. Они практически лишены калиевого полевого шпата и биотита, а потому существенно отличаются по содержанию калия, железа, магния и многих сопутствующих элементов. Кроме того, во многих мусковитовых регионах есть первично-метаморфические слюдоносные тела, содержащие значительное количество биотита, но лишенные калиевого полевого шпата. Естественно, что такие тела по геохимическим особенностям отличаются как от первично-магматических инъекционных тел, так и от послемагматических жил.

Разумеется, можно спорить о том, являются ли «настоящими» пегматитами слюдоносные объекты не магматического, а метаморфического или послемагматического (т. е. по существу гидротермального) происхождения. Можно называть их, например, пегматитоподобными объектами. Однако, учитывая серьезную промышленную значимость их как месторождений мусковита, а также совместное нахождение и общность явлений послемагматического преобразования первично-магматических и первично-метаморфических тел с процессами образования мусковит-плагиоклазовых жил, мы называем все эти объекты пегматитами. Именно поэтому сформулирован тезис о гетерогенности мусковитовых пегматитов [Шмакин, 1967] и о конвергенции первично различных по происхождению объектов на послемагматическом этапе их развития.

Второй вопрос, заслуживающий рассмотрения до перехода к собственно геохимической характеристике пегматитов, это воп-

рос о материнских гранитах. Для наиболее хорошо изученного Мамского слюдоносного пояса в Восточной Сибири проблема генетической связи пегматитов с гранитами была рассмотрена специально [Макагон и др., 1969; Шмакин, 1973; Макагон, 1977]. Впоследствии было показано, что во всех крупнейших мусковитоносных регионах Восточной Сибири и Индии имеются значительные по размерам массивы материнских гранитов [Шмакин, 1976]. Это крупнозернистые (как правило, пегматоидные) граниты ультраметаморфического происхождения — формации мигматитов амфиболитовой фации [Кузнецов, 1964].

По минеральному и химическому составу материнские граниты мусковитовых пегматитов обычно отвечают гранодиоритам, реже плагиогранитам и собственно гранитам [Бушев, 1975]. Для них характерно относительно низкое содержание кремнезема и щелочей при высоком содержании глинозема и кальция. В неизмененных материнских пегматоидных гранодиоритах и гранитах магматического происхождения количества оксидов калия и натрия составляют соответственно от 1,54 до 5,53% и от 3,45 до 5,68%, при этом чаще натрий преобладает [Макагон, 1977]. В плагиогранитах метаморфического происхождения оксида калия от 0,92 до 1,93%, а оксида натрия от 4,29 до 5,50%. С магматическими гранитоидами генетически связаны инъекционные пегматитовые тела, содержащие калиевый полевой шпат, а с метаморфическими плагиогранитами — первично-метаморфические крупноблоковые плагиоклазовые пегматиты.

2.1. ПЕТРОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

К петрогенным или главным элементам мусковитовых пегматитов относятся O, Si, Al, K, Na, Ca, Mg, Fe, F и H. Они присутствуют всегда, являясь элементами-конституэнтами породообразующих минералов.

Несмотря на значительное количество опубликованных полных химических анализов мусковитовых пегматитов, их разновидностей и отдельных структурных зон, достоверные данные об их валовом составе были ограничены. Дело в том, что представительного производственного химического опробования в них не проводилось, а выполнявшиеся анализы относились по вполне понятным причинам лишь к мелкозернистым зонам. Так, из 60 анализов сводки по пегматитам Мамского района [Великославинский и др., 1963] только один относился к пегматоидной зоне. Он был заимствован у Н. В. Петровской [1941], получившей состав зоны путем пересчета химических анализов минералов на их объемные соотношения. Этим же способом [Шмакин, 1976] были получены наши цифры (табл. 2.1).

Из особенностей состава структурных разновидностей пегматитов Мамского пояса обращают на себя внимание относительно низкие содержания SiO_2 и высокие Al_2O_3 в зонах кварц-мусковитового замещения инъекционных пегматитовых тел и крупноблоковых плагио-

Химический состав структурных разновидностей пегматитов Мамского пегматитового пояса (%) Таблица 2.1

Разновидность пегматитов	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ} (Fe ₂ O ₃)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п. +H ₂ O	Сумма
<i>Инъекционные пегматитовые тела</i>												
Мелкозернистые оторочки	15	70,37	0,10	17,96	0,82	0,04	0,42	1,03	4,25	4,69	0,81	100,49
Зоны:												
гипидноморфно-зернистой структуры	10	70,17	0,08	17,75	1,07	0,03	0,42	1,24	2,14	6,40	1,34	100,64
графической (письменной) структуры	16	71,45	0,02	15,50	0,47	Не обн.	0,15	0,40	1,95	9,45	0,28	99,67
блоково-графической структуры	12	68,10	Не обн.	17,10	2,20	»	0,80	0,55	1,60	9,65	Не обн.	100 *
апографической структуры	14	70,26	0,03	16,60	1,57	»	0,63	0,38	1,75	8,50	0,28	100 *
кварц-мусковитового замещения	18	66,30	Не обн.	20,10	2,00	Не обн.	0,50	1,60	3,10	4,80	1,60	100 *
кварцевого замещения	5	77,90	»	13,90	1,10	»	0,20	0,60	1,40	3,80	1,10	100 *
альбитизации	4	67,25	»	21,07	0,78	0,02	0,08	0,65	5,25	3,05	1,85	100 *
<i>Крупноблоковые плагиоклазовые пегматиты</i>												
Биотит-плагиоклазовые агрегаты	10	72,46	0,15	15,90	1,43	0,02	0,50	2,25	4,72	2,21	0,46	100 *
Зоны:												
неяснографической и блоковой структур	12	67,10	Не обн.	17,80	2,90	Не обн.	1,10	2,20	4,80	2,50	1,60	100 *
кварц-мусковитового замещения	15	65,53	0,12	21,03	1,05	0,01	0,39	1,99	4,10	4,25	1,53	100 *
кварцевого замещения	5	73,99	0,06	16,05	1,10	0,01	0,40	2,08	3,86	1,71	0,74	100 *
<i>Мусковит-плагиоклазовые жилы</i>												
Краевые части	4	75,43	0,03	15,31	0,65	Не обн.	0,19	2,10	3,95	0,76	1,58	100 *
Центральные части	5	78,20	Не обн.	14,05	0,30	»	0,10	1,40	2,00	2,20	1,75	100 *

* По данным объемно-минералогических подсчетов [Шмакин, 1976].

клавовых пегматитов, что связано со значительной долей олигоклаза в этих зонах. В мусковит-плагноклазовых жилах относительно много SiO_2 и очень мало железа. Любопытно несколько повышенные концентрации магния и железа в пегматитах блоково-графической структуры, обусловленные присутствием биотита и магнетита.

В табл. 2.2 приведены данные по составу некоторых конкретных пегматитовых тел Мамского пояса, полученные с учетом объемных соотношений структурных зон в поверхностных и подземных выработках. Изучавшиеся жилы различаются по преобладающим структурам и степени проявления послемагматических процессов. Но полученный по пересчетам валовой химический состав пегматитовых тел, как мы видим, примерно одинаков. Единственным исключением является жила 90 месторождения Малое Северное, где резко преобладает по объему зона кварцевого замещения и поэтому повышено содержание SiO_2 за счет Al_2O_3 , K_2O , Fe_2O_3 и MgO .

Следует подчеркнуть сходство результатов пересчетов (см. табл. 2.2) с химическими анализами гранитов и замещенных инъекционных пегматитов того же района, опубликованными А. П. Кочневым, В. А. Черемных и В. Е. Загорским [1971]. Некоторые различия наблюдаются только в содержаниях натрия и титана, которых больше по данным химических анализов — за счет пониженных количеств калия, магния и железа. Видимо, это является следствием более высоких содержаний плагноклаза и рутила в мелкозернистых разностях пегматитов, которым отдавалось естественное предпочтение при выполнении химических анализов.

В Гутаро-Бирюсинском пегматитовом поясе (табл. 2.3) промышленные пегматитовые тела близки по содержанию натрия и титана пегматитам Мамы [Кочнев и др., 1971], хотя данные о составе промышленных тел получены с помощью пересчетов. Только незамещенные участки пегматитовых тел близки к пегматитам Мамы по содержанию калия; в остальных случаях его здесь существенно меньше. Из других особенностей состава пегматитов Гутаро-Бирюсинского пояса следует отметить близость мусковит-плагноклазовых жил и интенсивно замещенных инъекционных (калишпатсодержащих) тел, а также резкую обогащенность крупноблоковых плагноклазовых пегматитов железом, магнием и кальцием.

В других районах Восточной Сибири, а также во всех мусковитоносных районах мира содержания петрогенных элементов в пегматитах и материнских гранитах в общем близки к тем, которые приведены в табл. 2.1—2.3. При этом одной из главных особенностей химического состава гранитов в слюдоносных провинциях и самих пегматитов является высокое содержание глинозема. В то время как средний гранит, по Р. Дэли, имеет 14,47% Al_2O_3 , для материнских гранитов мусковитовых пегматитов характерны цифры от 15 до 17% Al_2O_3 , а для пегматитов обычны содержания от 15,5 до 18% Al_2O_3 .

Наибольший интерес из петрогенных элементов имеют, несомненно, щелочные элементы — калий и натрий. Будучи элементами-конституэнтами полевых шпатов и слюд, они играют первостепенную роль в составе гранитных пегматитов вообще и мусковитовых пег-

Химический состав некоторых инъекционных

Месторождение (номер жилы)	Доля зон, %						
	1	2	3	4	5	6	7
Малое Северное (7)	3,0	13,7	61,6		21,7		
То же (23)	0,5	4,7	59,4	10,5	17,3	5,6	2,0
» (28)		9,5	18,7	38,2	30,5	3,1	
» (90)		10,2	20,6		24,0	45,2	
Нижняя Луговка (19)		6,6	41,4	5,0	25,3	13,2	8,5
То же (92)	1,5	3,5	52,0		43,0		
Оборонное (Чуя) (15)	2,5	2,7	41,8		35,3	16,7	1,0
Согдиондон (117)	1,6	6,2	36,2		38,6	17,0	0,4

Примечание. Зоны: 1 — аллитовая, 2 — гипсидиоморфнозернистой, 3 — бло 6 — кварцевого замещения, 7 — альбитизации.

матитов в частности. Естественно, что по содержаниям калия и натрия достаточно резко различаются существенно плагиоклазовые пегматиты (мусковит-плагиоклазовые послемагматические жилы и биотит-плагиоклазовые первично-метаморфические пегматиты) и плагиоклаз-микрклиновые пегматиты магматического происхождения (см. табл. 2.1).

Следует подчеркнуть, что химические различия между разновидностями пегматитов не столь резки, как минеральные. В частности, даже в пегматитах бесплагиоклазовых графических и апографических структур содержится значительное количество натрия, входящего в состав пертитовых вростков. А количество оксида калия, по средним цифрам, нигде не снижается ниже 2—3%, поскольку в существенно плагиоклазовых пегматитах всегда много биотита и/или мусковита.

Любопытно сопоставление состава мусковитовых пегматитов и материнских гранитов. Инъекционные пегматитовые тела Мамского пояса содержат в среднем от 6,2 до 7,5% K_2O и 1,9—2,3% Na_2O [Шмакин, 1976]. В гранитах, которые различными исследователями считаются материнскими для мусковитовых пегматитов, содержится не более 5,3% K_2O и не менее 2,5% Na_2O . Следовательно, пегматиты отличаются от гранитов существенным возрастанием доли калия (в основном — за счет калиевого полевого шпата) и заметным снижением концентраций натрия. Сравнение метаморфических биотит-плагиоклазовых пегматитов с плагиоклазовыми гранитами не дает такой существенной разницы, но и здесь наблюдается некоторый рост содержания калия и снижение — натрия [Кочнев и др., 1971].

Существенным для геохимии щелочей в гранитах и пегматитах является вопрос об их источнике. В то время как натрия в метаморфических толщах любого мусковитового региона вполне доста-

пегматитовых тел Мамского пегматитового пояса

Окислы, мас. %									
SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$Fe_{общ}$ Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п. + H_2O
68,59	0,01	17,80	2,03	0,01	0,73	0,92	2,07	7,29	0,55
69,20	0,01	17,36	1,99	0,01	0,72	0,78	1,98	7,48	0,47
69,01	0,02	17,39	1,73	He обн.	0,61	0,87	2,15	7,46	0,76
72,47	0,01	16,41	1,56	»	0,44	0,90	1,92	5,27	1,02
69,49	0,01	17,70	1,81	»	0,60	0,89	2,30	6,39	1,81
67,96	He обн.	18,38	2,09	»	0,70	1,06	2,29	6,77	0,75
69,58	»	17,68	1,91	»	0,61	0,99	2,19	6,22	0,82
68,53	»	17,60	1,83	»	0,54	1,00	2,20	7,40	0,90

ново-графической и 4 — апографической структур, 5 — кварц-мусковитового замещения,

точно для образования гранитов и пегматитов, калий всегда оказывается дефицитным элементом. Во всех слюдоносных регионах мира магматогенные мусковитовые пегматиты и их материнские граниты отличаются высокой щелочностью с преобладанием калия над натрием [Архангельская, 1964]. В то же время метаморфические комплексы этих регионов имеют в сравнении с гранитами недостаточное количество калия [Карпов, Антипина, 1965]. Было естественным предположить [Шмакин, 1973], что калий частично привносится во время палингенового образования гранитов по метаморфическим породам. Пути проникновения калия (и некоторых малых элементов) являлись, по-видимому, зоны глубинных разломов, вдоль которых и формируются ультраметаморфические гранитоиды — материнские для мусковитовых пегматитов. Таким образом, источником калия могли быть не только метаморфические породы, но и глубинный источник — мантия.

Возникает вопрос: как же реализуется «компенсационный» вынос натрия и других элементов при образовании высококальциевых гранитов за счет метаморфических пород? Очевидно, ответ на этот вопрос следует искать в проявлении процессов формирования богатых плагиоклазом метаморфических гранитоидов. Такие гранитоиды и/или своеобразные мусковит-плагиоклазовые «сланцы» широко развиты в крупнейших мусковитовых поясах Восточной Сибири, Индии, США, Бразилии [Шмакин, 1987]. Разумеется, точная количественная оценка явлений привноса и выноса элементов при гранитообразовании весьма затруднена, поскольку исследователь никогда не сталкивается с точно теми же породами, которые когда-то подвергались метаморфизму и ультраметаморфизму. Тем не менее прослеживание последовательных стадий метаморфических и метасоматических процессов с оценкой привноса-выноса широкого круга элемен-

Химический состав гранитов и пегматитов Гутаро-Вирусинского пояса (%)

Порода	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ} (Fe ₂ O ₃)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
Пегматоидные граниты саянского комплекса	7	73,85	0,06	15,27	1,08	0,02	0,18	1,85	3,85	3,77	0,07	100 *
Мелкозернистые пегматиты с калиевым полевым шпатом	7	73,40	0,07	16,18	1,00	0,02	0,24	0,70	2,86	5,42	0,07	100 *
Мелкозернистые пегматиты плагиоклазовые	6	74,25	0,10	15,71	1,10	0,02	0,32	1,98	5,08	1,38	0,06	100 *
Промышленные инъекционные пегматиты: незамещенные слабозамещенные интенсивно замещенные	2	71,59	0,28	15,74	0,56	0,01	0,22	1,73	3,56	5,81	П.п.п.	100 **
	4	72,75	0,47	15,52	1,10	0,01	0,51	1,93	3,78	2,90	1,03	100 **
	3	72,67	0,44	16,15	0,89	—	0,52	1,18	2,38	3,82	1,95	100 **
Крупноблоковые плагиоклазовые пегматиты	2	65,49	0,88	16,82	4,34	0,06	1,66	2,23	4,24	2,98	1,30	100 **
Мусковит-плагиоклазовые жилы	3	73,98	0,40	15,56	0,67	—	0,44	1,10	2,23	3,71	1,91	100 **

* Рентгеноспектральный анализ проб из коллекции В. М. Макагона (без учета содержаний воды и фтора). ** Результаты пересчетов по минеральному составу по М. П. Глебову. Для них содержания воды и фтора объединены в «потери при прокаливании». Содержания фосфора не учитывались.

тов в значительных объемах пород позволяет выявить главные закономерности баланса вещества [Макрыгина, 1981]. Добавим, что некоторое количество натрия, кальция и мафических элементов может выноситься и за пределы изучаемых систем, фиксируясь в «зонах базификации» и других новообразованиях, наблюдаемых вблизи гранитов и пегматитов в слюдоносных регионах.

В зонах мусковитизации в пределах инъекционных пегматитовых тел (так же как и в материнских гранитах) содержания калия понижены, а в плагиоклазовых гранитах и пегматитах — повышены по сравнению с первоначальными (см. табл. 2.1). Поскольку мусковит формируется в процессе гидролиза калиевого полевого шпата, понижение концентрации калия в калишпатсодержащих породах вполне естественно. А зоны мусковитизации в плагиоклазовых породах становятся участками «захвата» выносимого калия. Аналогичную роль играют ореолы микроклинизации и мусковитизации пород вокруг слюдоносных пегматитовых тел [Шмакин, Макрыгина, 1969].

2.2. РЕДКИЕ ЩЕЛОЧИ

В течение двух последних десятилетий накоплены значительные данные о распределении в минералах мусковитовых пегматитов лития, рубидия и цезия, о поведении этих элементов в процессах формирования и изменения пегматитов.

Литий. Минералом-концентратором и носителем лития в мусковитовых пегматитах, в связи с отсутствием собственно литиевых минералов, обычно является биотит, содержащий от 0,02 до 0,08% Li. Лишь в редких случаях эта роль переходит к мусковиту (мусковит-плагиоклазовые жилы), содержащему в большинстве случаев всего 0,01—0,03% Li, и только в мусковит-плагиоклазовых жилах — иногда до 0,1% [Шмакин, 1976].

Средние содержания лития в инъекционных мусковитоносных телах Мамского района — около 0,003% (табл. 2.4), что примерно в 7 раз ниже кларка для гранитных пегматитов [Солодов, 1969]. Увеличение концентраций лития наблюдается только в участках пегматитов с повышенными количествами лейст биотита или в зонах биотитизации вмещающих пород. Поскольку образование этих участков и зон происходит на послемагматическом этапе, когда осуществляется обмен компонентами между пегматитами и окружающей их средой, можно предполагать, что источником лития являются вмещающие метаморфические породы, содержащие до 0,008% Li.

Как видно из табл. 2.5—2.8, аналогичная картина наблюдается в мусковитовых пегматитах и других слюдоносных регионах мира. Средние содержания лития в структурных разновидностях пегматитов и пегматитовых телах могут быть от 0,002 (Гутаро-Бирюсинский пояс, табл. 2.5) до 0,008% (некоторые пегматитовые поля Индии) в зависимости от минерального состава и времени образования зон. Что же касается концентраций лития в биотите и мусковите, то они характеризуются удивительной стабильностью: в биотите, как правило, 0,01—0,1%, а в мусковите 0,002—0,03%.

Средние содержания (г/т) и индикаторные отношения малых

Порода	Число анализов	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Be	La	Ce
Магматические пегматоидные граниты	22	34	122	7	5500	820	1,5	3	32
Метаморфические плагиограниты	18	22	35	4	620	612	2,0	6	37
Пегматиты									
Зоны замещения в магматических гранитах	16	30	185	11	1480	310	2,1	49	108
Крупноблоковые плагиоклазовые тела	13	32	37	5	430	450	2,2	24	125
Инъекционные тела:									
неизмененные	16	28	178	10	2850	425	2,2	18	58
измененные (слюдоносные)	20	45	240	8	2100	325	4,0	30	140
Мусковит-плагиоклазовые жилы	15	14	142	3	154	165	8,5	15	90
Кларки кислых пород [Виноградов, 1962]	40	200	5	830	300	5,5	60	100	
Кларки гранитов, бедных кальцием [Turekian, Wedepohl, 1961]	40	170	4	840	100	3	55	92	
Кларки гранитов, богатых кальцием [Там же]	24	110	2	420	440	2	45	81	
Средние содержания в палингенных гранитоидах известково-щелочного ряда [Таусон, 1977]	50	175	—	830	330	3,0			

Некоторые региональные различия в содержаниях лития в слюдах довольно устойчивы. Так, в Индии максимальные концентрации элемента свойственны Бихарской провинции, а минимальные — Неллурской (см. табл. 2.6). В США в пределах единой Аппалачской провинции наблюдается закономерное возрастание содержания лития в слюдах от штата Джорджия на юго-западе до штата Северная Каролина в центре (см. табл. 2.7) и далее — к штатам Новой Англии. Но во всех случаях концентрация лития в мусковите в 2—5 раз ниже, чем в биотите. Пожалуй, максимальные различия наблюдаются в мусковитовых пегматитах слюдоносного пояса Урунгве в Зимбабве (см. табл. 2.8), где мусковиты содержат лития в 10—50 раз меньше, чем биотиты.

При развитии мусковита по биотиту в решетке новообразованной слюды обычно сохраняется от четвертой части до половины лития

элементов в гранитах и пегматитах Мамского пегматитового пояса

Nd	Y	Sn	Zn	Pb	Tl	$\frac{K}{Rb}$	$\frac{Ba}{Rb}$	$\frac{Ba}{Sr}$	$\frac{Rb}{Cs}$	$\frac{\Sigma Ce}{Y}$	$\frac{Rb}{Tl}$
9	3	3	27	24	0,9	285	45	6,7	17	15	136
16	4	2	38	13	0,6	330	18	1,0	8,8	15	58
41	14	4	30	32	1,8	280	8,0	4,8	17	14	103
21	17	2	165	6	6,5	515	12	0,96	7,4	10	5,7
20	8	3	28	55	1,5	158	16	6,7	18	12	135
26	14	4	102	46	2,2	148	8,8	6,5	30	14	109
20	18	3	110	19	0,8	87	1,1	0,93	47	6,9	178
46	34	3	60	20	1,5	167	4,2	2,8	40	6,1	133
37	40	3	39	19	2,3	247	4,9	8,4	42	4,6	74
33	35	1,5	60	15	0,7	229	3,8	0,95	55	4,5	157
330		6,2	51	27	0,9	200	4,7	2,5	—	—	194

замещаемого минерала, так что в мусковитовых зонах роль минерала-носителя нередко переходит к мусковиту. Выносимая часть лития входит в состав минералов, развивающихся одновременно по полевым шпатам, — прежде всего мусковита кварц-мусковитового агрегата. Некоторое количество лития выносится из пегматитов на этой стадии в контактовые ореолы, если вмещающие породы были бедны этим элементом. Чаще же, как уже отмечалось, наблюдается перераспределение элемента в пределах ореола, с концентрированием либо в биотите, либо в мусковите пегматитов. Следует подчеркнуть, что положительные и отрицательные аномалии лития в пределах ореолов мусковитовых пегматитов мало контрастны [Шмакин, Макрыгина, 1969].

В кварце, плагиоклазе и калиевом полево шпате мусковитовых пегматитов содержится обычно от 2 до 25 г/т лития, без каких-либо

Средние содержания (г/т) и индикаторные отношения малых элементов в пегматитах Гутаро-Бирюсинского пояса

Пегматиты (зоны)	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Be	La	Ce	Nd	Y	Pb	$\frac{Ba}{Rb}$	$\frac{Ba}{Sr}$	$\frac{Rb}{Cs}$	$\frac{\Sigma Ce}{Y}$
Крупноблоковые плагио- класовые пегматиты	21	40	1,7	184	618	1,4	6,7	27	14	1,7	7	4,6	0,3	24	28
Инъекционные пегма- титы:															
неизмененные	10	190	2,3	4180	405	1,4	6,2	20	8	1,2	80	22	10	83	28
слабо измененные	22	105	2,0	1285	325	1,6	6,0	22	9	1,4	35	12	4,0	52	26
интенсивно изме- ненные	20	87	1,8	780	290	1,8	6,2	23	10	1,6	21	9,0	2,7	48	24
Мусковит-плагиоклазо- вые жилы	15	45	1,7	205	320	1,9	7,8	25	12	1,8	8	4,6	0,6	26	25
Зоны кварц-мусковито- вого замещения в плагиоклазовых пег- матитах	26	112	2,3	595	322	1,8	7,7	24	11	1,6	24	5,3	1,8	49	27
Зоны кварцевого заме- щения в плагиокла- зовых пегматитах	28	155	2,4	690	280	1,2	5,2	18	6	1,7	10	4,4	2,5	65	17

Средние содержания (по 5—10 определениям) элементов-примесей (г/т) в слюдах из мусковитовых пегматитов Индии

Провинция	Минерал	Ba	Sr	Li	Rb	Cs	Pb	Tl	Ba/Rb
Бихарская	Биотит эндоконтакта	1250	19	950	1238	290	21	5	1,01
	Биотит лейстовый	760	10	652	938	140	13	6	0,81
	Биотит зон мусковитизации	1485	3,2	1280	1260	370	12	4	1,18
Раджастанская	Мусковит кварц-мусковитового агрегата	1265	10	145	406	19	13	0,6	3,12
	Биотит лейстовый	1200	30	276	846	76	18	6	1,42
	Мусковит кварц-мусковитового агрегата	1370	12	78	618	12	11	0,8	2,22
Неллурская	Мусковит кварц-мусковитового агрегата	2500	17	20	696	14	25	0,8	3,59

заметных закономерностей в распределении его по генерациям минералов или регионам распространения пегматитов. По-видимому, литий не входит в кристаллическую решетку этих минералов, а находится в виде микроскопических включений других минералов.

Из акцессорных минералов мусковитовых пегматитов, казалось бы, литий должен содержаться прежде всего в магнезиальных минералах — гранате и турмалине. Однако оба эти минерала весьма бедны литием: они содержат его от 20 до 160 г/т без каких-либо явных закономерностей регионального или генетического характера. И только берилл мусковитовых пегматитов концентрирует от 0,02 до 0,2% оксида лития, в среднем порядка 0,06—0,08%, т. е. столько же, сколько биотит. Как известно, бериллы мусковитовых пегматитов относятся к группе натровых и вхождение в них отдельных щелочных элементов обычно характеризуется рядом $Na > K > Cs > Li > Rb$. Но в пегматитах Индии количество лития нередко превышает количество цезия (Бихарская и Раджастанская провинции).

Рубидий и цезий. Минералом-концентратором этих элементов в мусковитовых пегматитах, как правило, является биотит, и только в зонах поздней альбитизации пегматитов эта роль может переходить к мусковиту. Биотит пегматитов Восточной Сибири содержит от 0,01 до 0,14% Rb (в среднем 0,05%) и от 10 до 70 г/т Cs (табл. 2.9). В пегматитах Индии эти концентрации несколько выше: 0,06—0,15 Rb и 0,004—0,04% Cs (см. табл. 2.6). Но максимальные содержания обоих элементов отмечены в биотите из пегматитов Зимбабве (см. табл. 2.8): соответственно 0,2% Rb и 0,1% Cs.

Роль минерала-носителя рубидия во всех калишпатсодержащих пегматитах выполняет калиевый полевой шпат, а там, где этого минерала нет, — биотит (крупноблоковые плагиоклазовые пегматиты) или мусковит (мусковит-плагиоклазовые жилы). Как видно из табл. 2.9, содержания рубидия в калиевом полевоом шпате и муско-

Содержания элементов-примесей (г/т) в слюдах из мусковитовых пегматитов Аппалачей, США

Пегматитовое поле, штат	Место взятия образца	Минерал	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Be	Sn	Pb	Tl
Глэйдсвилл	Фельдспар	Мусковит из кварц-мусковитового агрегата	55	760	9	440	15	4,6	6,6	3,6	1,2
Джорджия	Компани	Мусковит клиновидный	31	570	6	220	15	1,6	9,1	4,8	1,1
		Биотит лейстовый	80	1180	112	390	26	1,1	8,7	24	1,0
	Жила Вайсмэн	Мусковит из кварц-мусковитового агрегата	347	420	6	3200	29	3,2	12	4,6	2,6
		Мусковит клиновидный	300	835	22	170	10	4,4	4,5	5,8	1,3
Спрус Пайн, Сев. Каролина	Жила Честнат Флэте	Мусковит клиновидный	220	1280	60	250	10	9,5	5,2	6,3	1,2
		Мусковит пластинчатый	335	525	7	1400	15	3,3	12	7,4	1,6
		Биотит сегрегированный	508	925	62	890	26	2,4	2,8	11	5,8
		Биотит лейстовый	1140	925	75	460	10	2,2	3,0	6,5	2,8

Содержания элементов-примесей (г/т) в слюдах из пегматитов слюдоносного пояса Урунгве (Зимбабве)

Минерал	Ba	Sr	Li	Rb	Cs	Pb	Tl	Ba/Rb
Биотит лейстовый	430	34	980	2430	1250	54	4,3	0,18
	100	29	870	1750	1130	50	3,1	0,057
Мусковит								
рубиновый	590	22	94	615	11	Сл.	4,0	0,96
коричнево-зеленый	36	25	17	1100	36	2,4	2,2	0,033
пятнистый	1100	37	87	490	8	Сл.	8,7	2,24

вите довольно близки к таковым биотита, но по цезию они уступают последнему обычно в несколько раз (мусковит), а иногда более чем на порядок (калиевый полевой шпат). Причина таких различий имеет кристаллохимическую природу и неоднократно обсуждалась в литературе. Следствием низких содержаний цезия в калиевых полевых шпатах является то, что слюды практически всегда являются минералами-носителями этого элемента.

Таблица 2.9

Средние содержания (по 7—25 определениям) рубидия и цезия (г/т) в калиевых минералах мусковитовых пегматитов Восточной Сибири

Пегматитовый пояс, поле	Зона, структура	Калиевый полевой шпат		Биотит		Мусковит	
		Rb	Cs	Rb	Cs	Rb	Cs
Мамский	Первичной кристаллизации	322	0,5	620	61	—	—
	Апографическая	607	4	650	70	—	—
	Кварц-мусковитового замещения	241	1,5	710	52	244	11
Гутаро-Бирюсинский	Кварцевого замещения	250	2	650	19	150	10
	Первичной кристаллизации	250	3	606	32	—	—
	Апографическая	375	3	785	35	—	—
Кондаковский	Мусковитизации	573	3	622	36	380	6
	Первичной кристаллизации	350	11	708	50	—	—
	Мусковитизации	528	6	—	—	359	12
Баргинское	Первичной кристаллизации	513	6	1350	65	—	—
	Мусковитизации	606	6	—	—	790	22
Акуканское	Первичной кристаллизации	126	4	430	27	—	—
	Мусковитизации	599	6	—	—	1300	60
Букачанское	Первичной кристаллизации	95	3	142	10	—	—
	Мусковитизации	114	4	—	—	120	10

Таблица 2.10

Средние содержания (по 3—9 определениям) элементов-примесей (г/т) в калиевых полевых шпатах мусковитовых пегматитов Индии

Провинция	Пегматитовая зона	Ba	Sr	Rb	Cs	Pb	Tl	Ba/Rb
Бихарская	Первичной кристаллизации	7200	580	525	19	643	He обн.	13,7
	Мусковитизации	1400	135	598	21	853	3	2,3
Раджастанская	Первичной кристаллизации	2600	343	660	34	420	He обн.	3,9
	Мусковитизации	800	80	635	29	610	»	1,26
Неллурская	Первичной кристаллизации	9700	350	651	17	577	»	14,9
	Мусковитизации	400	50	517	14	1775	3	0,77

Средние содержания Rb и Cs в инъекционных телах мусковитовых пегматитов значительно уступают кларковым для гранитных пегматитов: всего 0,02—0,03% Rb и 5—7 г/т Cs. Тем не менее они значительно превышают содержания этих элементов в любых породах, вмещающих пегматитовые тела [Петров, Макрыгина, 1975].

В калиевых полевых шпатах мусковитовых пегматитов Индии (табл. 2.10) и США (табл. 2.11) уровни содержаний рубидия и цезия примерно те же, что и в пегматитах Восточной Сибири: 0,03—0,07% Rb и от 4 до 34 г/т Cs. Можно с достаточной уверенностью полагать, что и средние содержания этих элементов в пегматитовых телах (с учетом данных табл. 2.6 и 2.7 по слюдам) имеют в этих регионах тот же порядок, что и в Восточной Сибири. В зонах мусковитизации перекристаллизованный калиевый полевой шпат имеет либо примерно те же концентрации Rb и Cs (пегматиты Индии, Букачанское поле в Сибири), либо несколько повышенные содержания рубидия

Таблица 2.11

Содержания элементов-примесей (г/т) в калиевых полевых шпатах из мусковитовых пегматитов Аппалачей, США

Пегматитовое поле, штат	Место взятия образца	Структура (зона)	Rb	Cs	Ba	Sr	Pb	Ba/Rb
Глэйдсвилл, Джорджия	Жила Ньютон Проспект	Графическая	364	5	6400	540	60	17,6
		Мелкозернистая	296	7	5800	540	40	19,6
	Карьер Фельдспар Компани	Графическая	372	6	1100	330	120	2,96
Спрус Пайн, Сев. Каролина	Жила Вайсмэн	Графическая	280	4	8000	420	105	28,6
		Блоковая	440	4	2200	230	126	5,0
	Жила Честнат Флэтс	Графическая	376	4	4800	300	107	12,8
		Блоковая	700	16	720	66	87	1,03

при соответствующем росте отношения Rb : Cs (большинство районов Сибири, за исключением Мамского пояса — см. табл. 2.9).

Во всех регионах широкого развития мусковитовых пегматитов мусковиты значительно беднее рубидием и цезием, чем биотиты (см. табл. 2.6—2.9). Единственным исключением из этого правила является Акуканское поле (см. табл. 2.9). Мусковит здесь содержит в 2—3 раза больше Rb и Cs, чем биотит. Однако пегматиты этого поля не являются типичными мусковитовыми пегматитами, а мусковит образуется, по-видимому, на поздней стадии послемагматического процесса.

Процессы мусковитизации калиевого полевого шпата и биотита приводят к существенному перераспределению содержаний Rb и Cs в пегматитовых телах и вмещающих породах. Главная часть обоих элементов переходит в мусковит — как внутри пегматитовых тел, так и в экзоконтактовых ореолах мусковитизации.

В калиевом полевоом шпате, испытавшем перекристаллизацию в зонах мусковитизации, содержания Rb и Cs иногда могут быть понижены, как это мы видим в Мамском поясе (см. табл. 2.9). Но в любом случае средние концентрации Rb и Cs в замещенных пегматитовых телах вследствие замещения калиевого полевого шпата и биотита мусковитом и кварцем снижаются на 10—15%. Выносимые из пегматитов элементы становятся причиной формирования положительных аномалий рубидия и цезия в ореолах. Оба элемента связаны с участками микроклинизации и мусковитизации вмещающих пород. В мусковит-плаггиоклазовых жилах, которые образуются в эту же стадию, и в ореолах таких жил оба элемента целиком связаны с мусковитом.

На стадии максимальной кислотности послемагматического метасоматоза происходит дальнейшее уменьшение количества кальцевых минералов и содержаний Rb и Cs в пегматитах. Но осаждение компонентов, переходящих на этой стадии в раствор, происходит в участках пегматитов, испытавших замещение стадии нового повышения щелочности. В результате мусковит, образующийся на этой поздней стадии (как и берилл, и плаггиоклаз), содержит значительно больше Rb и Cs, чем ранние генерации этого минерала. Так, в позднем мусковите пегматитов Мамского пояса содержится 0,1—0,2% Rb и до 0,04% Cs.

Отношение Rb : Cs в минералах изменяет величину в соответствии с изменением кислотности процесса: вначале оно возрастает, а на стадии нового повышения щелочности довольно резко уменьшается.

Единственным аксессуарным минералом мусковитовых пегматитов, содержащим повышенные концентрации рубидия и цезия, является берилл: в нем 0,02—0,2% Cs и 0,002—0,02% Rb, причем рубидия всегда примерно на порядок меньше. Более высокие содержания обоих элементов характерны для бериллов редкометалльно-мусковитовых пегматитов.

Уровень концентраций Rb и Cs несколько различен в разных пегматитовых поясах. В Восточной Сибири повышенные содержания

обоих элементов отмечаются в мусковите Акуканского поля и в Приольхонском поясе на западном побережье Байкала, в слюдах Баргинского поля Енисейского края. В калиевых полевых шпатах Гутаро-Бирюсинского пояса Восточного Саяна и во всех минералах Букачанского поля на Байкале концентрации обоих элементов понижены. Из пегматитовых поясов Индии максимальными содержаниями Rb и Cs выделяются пегматиты Раджастанана, а минимальными — Неллурской пегматитовой провинции.

2.3. БАРИЙ И СТРОНЦИЙ

Именно в мусковитовых пегматитах Восточной Сибири и Индии были впервые установлены высокие содержания Ba и Sr, значительно превышающие известные для других типов гранитных пород [Шмакин, Костюкова, 1969]. Можно утверждать, что представление о незначительной роли, которую играют эти два элемента в гранитных пегматитах, целиком объяснялось отсутствием аналитических данных. Преодоление методических трудностей анализа и получение достаточного числа результатов позволили показать значение Ba и Sr как индикаторов специализации пегматитов и их эволюции на послемагматическом этапе (см. табл. 2.4—2.11).

Минералами-концентраторами бария в мусковитовых пегматитах являются все калиевые минералы: калиевый полевой шпат (до 3, 5% Ba), мусковит (до 1,2%) и биотит (до 0,9%). В инъекционных пегматитовых телах калиевый полевой шпат — это носитель бария, в то время как в других типах пегматитов минералами-носителями этого элемента выступают слюды.

Средние содержания бария в инъекционных пегматитовых телах (см. табл. 2.4 и 2.5) так значительны, что по своей геохимической специализации эти мусковитовые пегматиты вполне могут быть названы бариевыми.

Еще выше содержания бария в тех гранитах, которые являются материнскими для мусковитовых пегматитов — в разных районах от 0,3 до 0,8%. Это в 4—10 раз больше, чем кларковые содержания (см. табл. 2.4). Концентрации стронция в тех же гранитах обычно превышают кларковые в 2—3 раза.

Минералом-концентратором стронция выступает обычно плагиоклаз, содержащий до 0,06% Sr и до 0,04% Ba. Но и в калиевом полевом шпате может содержаться иногда до 0,05—0,08% стронция, так что в некоторых случаях он оказывается концентратором и носителем сразу двух элементов. Однако в большинстве случаев роль минерала-носителя стронция выполняет все же плагиоклаз, представленный, как правило, олигоклазом.

В калиевых минералах Ba и Sr изоморфно замещают калий, а в плагиоклазе — кальций. По близости ионных радиусов в калиевые минералы предпочтительнее входит барий, а в кальциевые — стронций, что приводит к некоторому изменению первичных количественных соотношений между двумя элементами, когда они распределяются между несколькими минералами-носителями.

Средние содержания бария и стронция (г/т) в пегматитовых телах и вмещающих породах слюдоносных районов Восточной Сибири

Слюдоносный район	Пегматитовые тела, вмещающие породы	Ba	Sr
Мамский	Пегматитовые тела		
	незамещенные	4860	603
	замещенные	3250	409
	Биотитовые гнейсы		
	неизмененные	810	740
	измененные (ореолы)	3200	490
Гутаро-Бирюсинский	Дистен-гранат-биотитовые гнейсы		
	неизмененные	450	300
	мусковитизированные	1550	220
	Пегматитовые тела		
	замещенные	969	177
	интенсивно замещенные	437	115
Букачанский	Биотитовые гнейсы		
	неизмененные	196	34
	измененные (ореолы)	446	72
	Пегматитовые тела		
	замещенные	1400	310
	Амфиболовые гнейсы		
неизмененные	254	381	
измененные (ореолы)	455	332	
Приольхонский	Габброиды		
	неизмененные	111	493
	измененные (ореолы)	290	490
	Пегматитовые тела		
	замещенные	254	103
	Биотитовые гнейсы		
неизмененные	1125	180	
измененные (ореолы)	650	110	
Баргинский	Диориты		
	неизмененные	564	714
	измененные (ореолы)	260	285
	Пегматитовые тела		
	замещенные	1452	81
	интенсивно замещенные	524	124
Кондаковский	Биотитовые гнейсы		
	неизмененные	1750	235
	измененные (ореолы)	970	160
	Пегматитовые тела		
	замещенные	718	165
	Мусковит-плаггиоклазовая жила	89	22
Биотит-амфиболовые гнейсы			
неизмененные	1047	79	
измененные (ореолы)	510	147	

Главная черта поведения Ba и Sr в мусковитовых пегматитах состоит в резком снижении их концентраций в поздних генерациях всех минералов по сравнению с ранними. Особенно четко эта закономерность выражена в калиевых полевых шпатах, где это снижение достигает 10—30 раз по обоим элементам. В плаггиоклазе и слюдах такие различия составляют от 2 до 10 раз, редко более. При этом

тенденция снижения содержаний на послемагматическом этапе выражена одинаково четко во всех регионах [Шмакин, 1976; Шмакин и др., 1979].

Хотя содержания бария и стронция в последовательных генерациях полевых шпатов и слюд снижаются более или менее параллельно, изменение минерального состава в зонах послемагматического замещения приводит к достаточно резкому изменению величины барий-стронциевого отношения в породах. Так, в Мамском пегматитовом поясе эта величина в зонах замещения гранитов понижена примерно в 1,5 раза (см. табл. 2.4), а в Гутаро-Бирюсинском поясе в интенсивно измененных пегматитовых телах примерно в 4 раза (см. табл. 2.5).

Выносимые в процессе изменения инъекционных пегматитовых тел Ba и Sr входят в виде примесей в состав минералов образующихся на послемагматическом этапе мусковит-плагиоклазовых жил и крупноблоковых плагиоклазовых пегматитов, а во многих случаях рассеиваются в экзоконтактных ореолах, создавая положительные геохимические аномалии. Разумеется, в каждой конкретной ситуации поведение Ba и Sr определяется исходными уровнями концентрации в пегматитах и вмещающих породах (табл. 2.12).

В Мамском районе, например, где инъекционные пегматитовые тела богаче барием и беднее стронцием, чем вмещающие биотитовые гнейсы, в ореолах увеличиваются содержания Ba и сокращаются — Sr. В Гутаро-Бирюсинском районе, который отличается низкими концентрациями обоих элементов в гнейсах, в ореолах наблюдаются положительные аномалии и бария, и стронция. В Приольхонском и Баргинском районах, где пегматитовые тела бедны барием и стронцием по сравнению с вмещающими породами, в ореолах возникают отрицательные аномалии обоих элементов.

Поведение Ba и Sr в ореолах может быть неоднозначным даже в одном районе. Так, дистен-гранат-биотитовые гнейсы Мамского района (см. табл. 2.12) обедняются в ореолах стронцием, несмотря на первично низкое содержание его в этих породах. Иногда в ореолах мусковитизации вокруг пегматитовых жил с пониженными содержаниями бария возникают отрицательные аномалии и этого элемента. Аналогичные отрицательные аномалии бария и стронция наблюдаются вокруг отдельных пегматитовых тел в Бихарском поясе Индии. Но в том же поясе нами фиксировались положительные аномалии обоих элементов [Шмакин, Костюкова, 1969]. В большинстве же случаев содержания Ba и Sr в ореолах имеют величину, промежуточную между их значениями в пегматитовых телах и окружающих породах. Главной причиной миграции элементов является, следовательно, градиент их концентрации в послемагматических растворах.

2.4. НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Как следует из опубликованной литературы и анализа данных, приведенных в табл. 2.4—2.11, наблюдаются существенные различия по содержаниям элементов-примесей между жилами разного ге-

нетического типа, между минералами и отдельными генерациями минералов. Эти различия всегда более резки, чем по содержаниям главных элементов. Так, разница между разновозрастными минеральными ассоциациями по концентрациям цинка достигает иногда двух порядков и сопоставима с различиями в содержаниях бария. Колебания в концентрациях Be, Pb и Tl составляют 10—20 раз (ближе к различиям по содержаниям рубидия и цезия), суммы редкоземельных элементов — от 5 до 10 раз и т. д. Остановимся более подробно на особенностях распределения и поведения некоторых малых элементов.

Цинк. Минералом-концентратором цинка в мусковитовых пегматитах является биотит, содержащий обычно около 0,1% Zn (от 0,01 до 0,3%), что заметно выше средних концентраций его в биотите гранитоидов [Ляхович, 1972]. Относительно более высокие концентрации свойственны раннему биотиту и наиболее распространенному лейстовому биотиту. Перекристаллизованный биотит зон кварц-мусковитового и кварцевого замещения обеднен цинком (0,02—0,04%), причем значительная часть этого элемента переходит в состав новообразованного мусковита. Именно мусковит, содержащий в разных регионах от 0,003 до 0,08% Zn, становится в зонах мусковитизации минералом-носителем цинка. (В жилах с достаточно высоким содержанием биотита эту роль обычно выполняет биотит.)

Среднее содержание цинка в неизмененных инъекционных пегматитовых телах наиболее хорошо изученного Мамского пегматитового пояса — около 0,003%, а в измененных — 0,01% и более. Во вмещающих породах других слюдоносных районов содержится также от 0,003 до 0,01% Zn, причем биотит здесь концентрирует от 0,06 до 0,2% Zn. В зонах мусковитизации вмещающих пород содержание цинка в перекристаллизованном биотите уменьшается до 0,01—0,04%. Часть цинка входит в состав новообразованного мусковита, но средняя концентрация его в ореолах понижается. Несмотря на отсутствие устойчивых отрицательных аномалий цинка в экзоконтактах пегматитовых тел, можно предполагать его миграцию из ореолов в пегматиты на послемагматическом этапе. В зонах кварцевого замещения иногда наблюдается среднее содержание Zn 0,03%, причем повышенные концентрации его наблюдаются в нескольких минералах: мусковите (до 0,08%), турмалине (до 0,02%), гранате (до 0,01%) и перекристаллизованном биотите (до 0,04%).

В плагиоклазах мусковитовых пегматитов содержится не более 30 г/т Zn, а в калиевом полевопшпате и в кварце он обычно не обнаруживается (при чувствительности анализа 5 г/т). Из других минералов некоторое количество примеси цинка (от 30 до 1000 г/т) обнаруживают только ортит и берилл, но эти минералы — явно акцессорные, они практически не влияют на величину среднего содержания элемента в пегматитах.

Региональных различий в содержаниях цинка в биотитах мусковитовых пегматитов практически не обнаруживается. В мусковитах наблюдаются устойчиво повышенные концентрации Zn в пегматитах Мамского пояса Восточной Сибири, Неллурской провинции Индии,

Аппалачской провинции США. Однако это повышение составляет всего 20—30% и совершенно несоизмеримо с теми различиями, которые наблюдаются между пегматитами с различной специализацией. Как будет видно из материала следующих глав, слюды редкометалльно-мусковитовых и редкометалльных пегматитов обычно редко обогащены цинком.

Свинец. Благодаря кристаллохимическому сродству к калию свинец рассеивается в кристаллических решетках калиевых минералов. Следует подчеркнуть, что средние содержания свинца в интрузивных пегматитовых телах и материнских гранитах мусковитовых пегматитов (см. табл. 2.4 и 2.5) значительно выше кларковых и в 3—10 раз превышают содержания его во вмещающих породах. Минералом-концентратором и носителем свинца в этих породах является калиевый полевой шпат. В крупноблоковых плагиоклазовых пегматитах эту роль играет биотит, а в мусковит-плагиоклазовых жилах — мусковит.

Процессы послемагматического преобразования пегматитовых тел обычно приводят к некоторому понижению средних концентраций свинца в них. В результате выноса свинца во вмещающие породы здесь образуются положительные 2—3-кратные аномалии его [Шмакин, Макрыгина, 1969], приуроченные к зонам микроклинизации и мусковитизации.

Весьма характерно увеличение концентраций Pb в перекристаллизованном калиевом полевоом шпате зон послемагматического изменения пегматитов во всех слюдоносных регионах. Оно объясняется повышением активности свинца вследствие возрастания кислотности растворов [Шмакин, 1976] и значительно меньшей изоморфной емкостью слюд, особенно мусковита в отношении свинца (ср. табл. 2.6—2.8 и 2.10—2.11). В зонах мусковитизации калиевый полевой шпат содержит в 1,5—3 раза больше Pb, чем в первичных структурах.

На стадии нового повышения щелочности послемагматических растворов в Мамском пегматитовом поясе наблюдается рост концентраций свинца в позднем мусковите (до 240 г/т в сравнении с 8—22 г/т в предыдущих генерациях) и образование в зонах растворения кварца собственного минерала свинца — галешита. Таким образом, поведение свинца на послемагматическом этапе во многом аналогично поведению Rb и Cs: они тоже выносятся из зон замещения калиевого полевого шпата, но концентрируются в поздних генерациях мусковита.

Наблюдаются некоторые региональные особенности распределения свинца в мусковитовых пегматитах: в Восточной Сибири этим элементом относительно богаты пегматиты Восточного Саяна и Енисейского кряжа (в среднем калиевые полевые шпаты здесь в 2 раза богаче им, чем в пегматитах Мамского пояса), а из зарубежных месторождений — пегматиты Индии и особенно — Неллурской провинции (во всех минералах).

Таллий. Средние содержания таллия в слюдоносных пегматитовых телах, в неизмененных пегматитах и гранитах близки к клар-

ковым. Минералом-концентратором таллия является биотит, а минералами-носителями в разных типах пегматитов — калиевый полевой шпат, биотит и мусковит. Обращает на себя внимание повышенное содержание таллия в крупноблоковых плагиоклазовых пегматитах, выделяющихся обилием биотита (см. табл. 2.4). В этих породах индикаторное отношение Rb/Tl резко понижено (до 5,7), в то время как обычно оно колеблется в достаточно узких пределах — от 103 до 178. Только в метаморфических плагиогранитах это отношение, из-за низкого содержания рубидия, имеет величину 58.

Поведение таллия на послемагматическом этапе формирования мусковитовых пегматитов аналогично поведению рубидия и цезия: его концентрации повышены в зонах воздействия растворов ранней щелочной стадии, понижены в зонах мусковитизации и вновь возрастают при наложении растворов стадии нового повышения щелочности. При этом отношение Rb/Tl здесь может быть понижено по сравнению с зонами мусковитизации.

Как и рубидий, и свинец, таллий во время процессов мусковитизации пегматитов выносятся во вмещающие породы, и в зонах микроклиннизации гнейсов в Мамском пегматитовом поясе концентрации Tl в 2—3 раза выше, чем в неизмененных гнейсах. При наложении на ореолы процессов мусковитизации содержания таллия в них понижаются. Характерно, что коэффициенты корреляции таллия с рубидием и калием в ореолах очень высоки: 0,70 для пары $Tl-Rb$ и 0,69 для $Tl-K$ [Шмакин, Макрыгина, 1969].

Среди пегматитовых поясов Восточной Сибири повышенными содержаниями таллия выделяется Мамский пояс, в слюдах которого таллия иногда больше, чем свинца (биотит, поздние генерации мусковита). В других регионах обычно в биотитах таллия в 2—4 раза меньше, чем свинца, а в мусковитах — на порядок и более. Любопытным исключением из этого правила являются слюды мусковитовых пегматитов Зимбабве (см. табл. 2.8): биотиты здесь содержат таллия в 12—16 раз меньше, чем свинца, а мусковиты наоборот практически лишены свинца, сохраняя примерно те же содержания таллия.

Редкоземельные элементы (РЗЭ). Мусковитовые пегматиты по сравнению с другими типами гранитоидов обеднены РЗЭ и особенно — иттрием и тяжелыми лантаноидами (см. табл. 2.4 и 2.5). Только концентрации цезия в слюдоносных пегматитовых телах близки к кларковым. Главная часть РЗЭ связана здесь в редкоземельных акцессорных минералах: ортите, монаците и относительно редком ксенотите. Довольно высокие содержания примесей РЗЭ имеются в апатите и гранате.

В незамещенных пегматитовых телах и материнских гранитоидах РЗЭ в основном рассеяны в породообразующих минералах: полевых шпатах и биотите. Минералом-концентратором РЗЭ здесь является биотит, содержащий в Мамском пегматитовом поясе от 70 до 140 г/т суммы наиболее распространенных лантаноидов — Ce , La и Nd . В калиевых полевых шпатах эта сумма равна 40—50 г/т, в плагиоклазе — 50—70 г/т. Иттрия очень мало, 3—5 г/т, и весь он обычно

связан в плагиоклазе. Этот же минерал может иметь повышенное содержание неодима (до 35 г/т) и в существенно плагиоклазовых телах он становится минералом-носителем РЗЭ. В незамещенных жилах с преобладанием калиевого полевого шпата именно этот минерал может играть роль минерала-носителя РЗЭ.

На ранней щелочной стадии послемагматического процесса содержания РЗЭ в пегматитах возрастают — за счет повышения роли биотита и роста концентраций церия и лантана как в биотите, так и в калиевом полевом шпате. Суммарное содержание четырех главных РЗЭ (Ce + La + Nd + Y) увеличивается в среднем до 0,02% (Мамский пояс). На стадиях возрастания кислотности концентрации Ce и La в биотите и калиевом полевом шпате уменьшаются, а Y (и иногда Nd) возрастают, так что величина индикаторного отношения $\Sigma\text{Ce}/\text{Y}$ уменьшается в соответствии с изменением щелочности процесса (см. табл. 2.4). В зонах мусковитизации главная часть РЗЭ связана с акцессорными минералами. Например, баланс распределения РЗЭ в зоне кварц-мусковитового замещения одной из промышленных жил Мамского пегматитового пояса дает такие цифры: породообразующие минералы — 22, монацит — 38, апатит — 29, гранат — 11%. Близкие цифры получены для пегматитов Северной Карелии [Слюдонские пегматиты..., 1976].

В мусковите содержания РЗЭ обычно несколько меньше, чем в замещаемых минералах: биотите и калиевом полевом шпате. Концентрации иттрия либо ниже порога обнаружения (1 г/т), либо составляют 1—2 г/т. В апатите и гранате, ассоциирующих с мусковитом, суммарная доля примесей РЗЭ ниже, чем в ранних генерациях этих минералов, но доля иттрия и неодима возрастает [Шмакин, 1976]. Кроме монацита, ортита и этих двух акцессорных минералов, некоторая часть РЗЭ связана в олигоклазе зон мусковитизации, а также в цирконе и кварце. На стадии нового повышения щелочности послемагматического процесса концентрация РЗЭ во всех акцессорных минералах возрастает, но сколько-нибудь заметного увеличения средних содержаний РЗЭ в пегматитовых телах не происходит.

Вмещающие породы в большинстве мусковитоносных регионов существенно богаче лантаноидами и иттрием, чем сами пегматиты и граниты. В нескольких районах наблюдается корреляция между уровнями содержаний и соотношениями отдельных РЗЭ в минералах пегматитов, с одной стороны, и в тех же минералах вмещающих пород — с другой. Впервые на такую корреляцию было обращено внимание при изучении состава монацитов из пегматитов США [Heinrich a. o., 1960]. Затем она была установлена для минералов мусковитовых пегматитов Чупинского района Карелии [Леонова, 1965] и редкоземельных пегматитов Прибайкалья [Шмакин, Ширяева, 1983]. Корреляция спектра элементов и повышенные содержания РЗЭ во вмещающих породах позволили предположить, что последние являются главным источником РЗЭ в пегматитах. Весьма характерно, что пониженные концентрации РЗЭ наблюдаются как в пегматитах, так и во вмещающих породах Гутаро-Бирюсинского пояса.

В зонах андезинизации и микроклинизации пород в экзоконтактных ореолах пегматитовых тел происходит довольно резкое понижение концентраций РЗЭ в сравнении с исходными [Шмакин, Макрыгина, 1969]. Даже в биотит-плагноклазовых метасоматических породах, содержащих акцессорный ортит, средние концентрации РЗЭ ниже фоновых. В зонах мусковитизации вмещающих пород происходит, как и в пегматитах, некоторое повышение содержания отдельных лантаноидов и иттрия — за счет их перераспределения в пределах ореолов. Участки окварцевания характеризуются резким уменьшением количества всех РЗЭ. В целом ореолы изменения пород вокруг пегматитов являются отрицательными аномалиями этой группы элементов.

Олово. Средние содержания олова в мусковитовых пегматитах и материнских гранитах обычно близки к кларковым для гранитов и составляют 3—4 г/т. Это на порядок ниже кларка для гранитных пегматитов в целом [Солодов, 1969]. Минералами-концентраторами и носителями олова являются слюды, биотит (от 3 до 100 г/т, обычно 20—40 г/т) и мусковит (4—30 г/т). Нередки случаи, когда в слюдах содержатся и значительно большие количества олова, вплоть до десятых долей процента, но изучение таких слюд с помощью электронного микронзонда показывает присутствие в них многочисленных мелких включений касситерита [Левашев, Малков, 1973].

В метаморфических породах слюдоносных районов фиксируется от 2 до 30 г/т олова. Четко выраженных изменений концентраций олова в экзоконтактных ореолах не происходит [Шмакин, Макрыгина, 1969]. Исключение составляет Гутаро-Бирюсинский пояс, где в ореолах пегматитов иногда наблюдается устойчивое повышение содержания этого элемента. Однако коэффициент концентрации здесь составляет всего 1,5—1,8, что недостаточно для поисковых целей [Глебов, 1971].

Акцессорный касситерит для типичных мусковитовых пегматитов не характерен. Однако в некоторых районах Индии, Бразилии и США, наряду с редкометалльно-мусковитовыми пегматитами, где присутствие касситерита, колумбита и других акцессорных минералов является обычным, развиты пегматитовые жилы, где редкометалльно-мусковитовая минерализация проявлена в незначительной степени и явно наложена на собственно мусковитовые пегматиты. Таков, в частности, слюдоносный район Амелия в штате Вирджиния (США). В первичной ассоциации здесь развиты графический пегматит, биотит, мусковит, а из акцессорных минералов — берилл, гранат, апатит и черный турмалин. В ряде жил района в составе наложенной минеральной ассоциации встречаются касситерит, колумбит, фенакит, топаз, микролит. Но значительных концентраций в пегматитовых телах ни олово, ни другие редкие элементы из-за малого объема зон поздней минерализации не образуют.

Бериллий. Как и для олова, средние содержания Be в мусковитовых пегматитах на порядок ниже, чем в гранитных пегматитах в целом: всего 2,2 г/т. Но в слюдоносных зонах и в мусковит-плагноклазовых жилах Мамского пегматитового пояса бериллия в 2—4 раза

Таблица 2.13

Средние содержания (по 6—50 определениям) бериллия (г/т) в минералах мусковитовых пегматитов Восточной Сибири

Слюдоносный район	Плагио- клаз	Калиевый полевой шпат	Мусковит	Биотит
Мамский	5,6	1,7	8,2	1,8
Гутаро-Бирюсинский	4,3	0,3	3,1	1,1
Акуканский	3,5	0,8	5,7	1,0
Букачанский	1,3	0,7	Не опр.	Не опр.
Приольхонский	6,7	1,2	9,8	3,1
Баргинский	7,9	1,8	6,5	2,5
Кондаковский	7,2	2,2	12,7	4,4

больше обычного благодаря присутствию аксессуарного берилла и повышенному содержанию бериллия в олигоклазе. Именно плагиоклаз при отсутствии берилла является минералом-концентратором, а в большинстве случаев — и минералом-носителем элемента. Роль минерала-носителя в некоторых случаях выполняют также калиевый полевой шпат (от 0,2 до 5 г/т Be) и мусковит (от 2 до 15 г/т Be). В пегматитах Северной Карелии мусковит содержит иногда до 40—80 г/т Be [Слюдоносные пегматиты..., 1976].

Повышенные содержания бериллия в зонах мусковитизации пегматитовых тел и присутствие в них берилла связаны, очевидно, с распадом щелочно-карбонатных комплексов бериллия при росте кислотности растворов [Говоров, Стунжас, 1963]. В некоторых кварцевых ядрах пегматитовых тел ряда мусковитоносных районов присутствуют довольно крупные кристаллы берилла. Они возникают при кварцевом замещении как друзы перекристаллизации на фронте метасоматоза. По-видимому, формой переноса Be в обстановке максимальной кислотности растворов являются фторбериллатные комплексы. А затем, при новом повышении щелочности послемагматических растворов, фторбериллатные комплексы разрушаются и образуется берилл. Возможность образования берилла в щелочной обстановке была экспериментально показана А. А. Беусом и Ю. П. Диковым [1967].

В зонах мусковитизации вмещающих пегматиты пород иногда наблюдаются положительные 1,5—4-кратные аномалии бериллия [Шмакин, Макрыгина, 1969]. Они характерны для мусковит-плагиоклазовых жил и интенсивно мусковитизированных инъекционных пегматитовых тел.

На примере Восточной Сибири было показано, что отдельные регионы существенно различаются между собой по средним содержаниям бериллия. При этом уровни его концентраций в породообразующих минералах четко коррелируются с количеством аксессуарного берилла в пегматитовых телах (табл. 2.13).

В Мамском, Гутаро-Бирюсинском и Акуканском районах берилл в жилах мусковитовых пегматитов встречается, но в незначительном количестве и не во всех жилах. В Букачанском пегматитовом поле

берилл в пегматитах неизвестен. В трех остальных слюдоносных районах акцессорный берилл в жилах — обычное явление. Именно здесь содержания Ве в плагиоклазе и слюдах максимальны.

Связи концентраций Ве в пегматитах и во вмещающих породах не обнаружено. Во всех районах Восточной Сибири кварциты, мраморы и известково-силикатные породы содержат минимум бериллия (до 1 г/т), биотитовые гнейсы — до 2 г/т, а двуслюдяные гнейсы и сланцы, содержащие дистен и гранат, — до 4—6 г/т.

В пегматитах Индии и США, для которых нами в незначительных объемах были выполнены анализы породообразующих минералов на Ве, распределение и поведение этого элемента примерно такое же, как и в пегматитах Восточной Сибири.

Ниобий и тантал. Распределение этих элементов в мусковитовых пегматитах крайне неравномерно. В то время как в кварце и полевых шпатах они не обнаруживаются применявшимся нами спектрохимическим методом анализа, в биотите содержится от 45 до 400 г/т Nb и от 2 до 55 г/т Ta, в мусковите — от 35 до 600 г/т Nb и 5—60 г/т Ta. Мы не располагаем данными о средних концентрациях обоих элементов в пегматитах и гранитах, но можно сказать, что они явно ниже кларковых содержаний для гранитных пегматитов, равных 23 г/т Nb и 18 г/т Ta [Солодов, 1969].

Наиболее частыми концентрациями ниобия и тантала в биотитах мусковитовых пегматитов Мамского пояса являются соответственно 50—150 и 2—5 г/т при средней величине Nb/Ta в инъекционных пегматитовых телах порядка 25. В крупноблоковых плагиоклазовых пегматитах биотит содержит всего 30—40 г/т Nb, а тантал не обнаруживается. В мусковите зон кварц-мусковитового замещения содержится 40—80 г/т Nb и 5—6 г/т Ta при отношении Nb/Ta от 8 до 12. На стадии нового повышения щелочности концентрации ниобия и тантала в мусковите зон альбитизации резко повышаются, соответственно до 200—500 и 10—60 г/т, т. е. отношение Nb/Ta здесь равно 20—30, как и в биотите. В аналогичных по генезису жильбертитоподобных мусковитах Северной Карелии [Слюдоносные пегматиты..., 1976] содержания ниобия близки к 200—400 г/т. В зонах растворения кварца, где в полостях иногда присутствует колумбит, ассоциирующий с ним поздний мусковит содержит всего 48 г/т Nb при 44 г/т Ta (Мамский пояс), т. е. величина Nb/Ta здесь понижается на порядок и более.

В различных районах Восточной Сибири слюды мусковитовых пегматитов содержат примерно столько же ниобия и тантала, сколько слюды мамских пегматитов. Выделяются районы с максимальными концентрациями Nb и Ta. Это Приольхонский пояс, Баргинское и Акуканское поля. Биотит здесь содержит 300—400 г/т Nb и 20—55 г/т Ta, что близко к средним содержаниям его в биотитах гранитных пегматитов [Ляхович, 1972], а мусковит — до 600 г/т Nb и 30 г/т Ta. А вот в Гутаро-Бирюсинском поясе и Букачанском поле и биотит, и мусковит наиболее бедны ниобием и танталом — соответственно 30—100 и 3—20 г/т.

В мусковитовых пегматитах Северной Карелии, Индии и США уровни средних содержаний ниобия и тантала тоже очень низки.

Оба элемента, как и в пегматитах Восточной Сибири, концентрируются в слюдах [Шмакин, Топунова, 1981].

Во вмещающих породах определения Nb и Ta сделаны только для Мамского района. Оказалось, что количества тантала здесь ниже порога обнаружения, а содержания ниобия достаточно высоки: 10—22 г/т, что превышает средние содержания в пегматитах. В экзоконтактовых ореолах слюдоносных жил содержится от 13 до 28 г/т Nb при большой дисперсии концентраций [Шмакин, Макрыгина, 1969]. В связи с этим каких-либо выводов о перемещениях ниобия на послемагматическом этапе формирования пегматитов и их ореолов сделать нельзя. По-видимому, этот элемент может заимствоваться пегматитами из вмещающих пород и концентрироваться в лейстовом биотите уже на ранней щелочной стадии послемагматического метасоматоза.

2.5. ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ

Поведение летучих компонентов — воды, углекислоты, бора, фтора, хлора, фосфора, серы — имеет определяющее значение в формировании пегматитов. Именно они создают необходимое сверхдавление, когда геологическая обстановка способствует их сохранению в системе. А соотношение тех или других компонентов и парциальное давление конкретных летучих определяют ход процессов метаморфизма и гранитообразования, формирование тех или других пегматитов [Макрыгина, 1981].

Разумеется, количества и спектр летучих компонентов, сохранившихся в пегматитах, не соответствуют таковым в расплаве и в растворах во время пегматитообразования. Следует прежде всего иметь в виду, что кроме летучих компонентов, являющихся основой акцессорных минералов (турмалин, апатит и другие фосфаты, кальцит) либо входящих в гидроксильную группу ряда минералов (вода, фтор, хлор), в пегматитах всегда существует некоторое количество газожидких включений в минералах. Они дают информацию не только о температурах и давлениях процесса пегматитообразования, но и о составе минералообразующей среды. Однако главная часть летучих компонентов, естественно, остается за пределами образовавшихся горных пород.

Прежде чем переходить к описанию конкретных летучих компонентов, необходимо сделать и второе предварительное замечание. Кроме уже изученных компонентов, в пегматитовом процессе принимали участие и многие другие, пока недостаточно изученные, — преимущественно из-за аналитических трудностей. Это — азот, углерод и разнообразные углеводородные соединения, обнаруживаемые в породах, слюдах и газожидких включениях при применении специальных методов анализа [Бескровный, Баранова, 1963; Петров и др., 1972; Шигорова, Шмакин, 1977]. Однако количественная оценка роли и поведения этих компонентов пока невозможна и является задачей дальнейших исследований.

Бор. Средние содержания бора в пегматитовых телах разных регионов, в соответствии с количеством турмалина в них, колеблются в пределах двух порядков — от 50 до 5000 г/т. Как элемент-примесь бор содержится во всех породообразующих минералах мусковитовых пегматитов, включая кварц (от 1 до 6 г/т). В слюдах его 100 г/т, в полевых шпатах — до 300 г/т. Тем не менее плагиоклаз и калиевый полевой шпат в некоторых случаях становятся минералами-носителями бора, преимущественно в незамещенных пегматитовых телах, обычно не содержащих турмалина.

На послемагматическом этапе поведение бора аналогично поведению R3Э и Be: на раннюю щелочную стадию приходится его минимальные концентрации, а на стадию возрастания кислотности — максимальные. Главная часть бора связана, конечно, в турмалине зон кварц-мусковитового замещения, где наряду с отдельными кристаллами шерла встречаются субграфические сростания турмалина с кварцем.

Вмещающие породы нередко содержат турмалин за пределами зон контактовых изменений. Известково-силикатные породы с турмалином имеют концентрацию бора до 0,03%; в гнейсах с турмалином бора от 0,007 до 0,025%. В породах без турмалина бора значительно меньше: в гнейсах от 10 до 100 г/т, в мраморах 15—40 г/т. При этом какой-либо корреляции между содержаниями бора во вмещающих породах и находящихся в них пегматитах не наблюдается.

Процессы экзоконтактовых изменений приводят к резкому изменению концентраций бора в ореолах. В зонах развития андезина и микроклина по основному плагиоклазу и скаполиту в породах, содержащих турмалин, содержания бора снижаются в среднем с 0,011 до 0,003% (Мамский пегматитовый пояс). А в зонах мусковитизации вмещающих пород концентрации бора возрастают в 20—40 раз в основном за счет появления турмалина [Шмакин, Макрыгина, 1969]. Но и при отсутствии видимого турмалина участки мусковитизации гнейсов в 1,5—2 раза богаче бором, чем исходные породы, за счет повышения его содержания в плагиоклазе и мусковите. На стадии максимальной кислотности послемагматических растворов и в пегматитах, и в ореолах происходит собирательная перекристаллизация турмалина. Количество его в зонах окварцевания уменьшается, а средний размер кристаллов увеличивается. Для стадии нового повышения щелочности растворов турмалин не характерен.

Фтор и хлор. В мусковитовых пегматитах минералами-концентраторами фтора и хлора являются биотит, мусковит, апатит и турмалин. Слюды содержат до 0,7% F и до 0,3% Cl, а апатит — до 3,2% фтора и до 0,2% хлора. В отличие от апатита, представленного фторапатитом, турмалин мусковитовых пегматитов содержит всего 0,1—0,2% F и обычно не обнаруживаемые химическими анализами количества хлора. Разумеется, в большинстве пегматитовых жил минералами-носителями фтора и хлора являются слюды.

Обычно в слюдах пегматитов Мамского пояса фтора в 2—6 раз больше, чем хлора (табл. 2.14). При этом концентрации фтора наиболее высоки в биотите крупноблоковых плагиоклазовых пегмати-

Средние содержания (по 3—8 определениям) фтора и хлора (%) в слюдах мусковитовых пегматитов Мамского пояса

Слюда	Разновидность пегматита	F	Cl	F/Cl
Биотит	Крупноблоковый плагиоклазовый	0,62	0,112	5,5
	Мелкозернистый плагиоклазовый	0,51	0,055	9,3
	Апографический плагиоклаз-микроклиновый	0,48	0,130	3,7
	Апографический микроклиновый	0,56	0,128	4,4
	Блоковый микроклиновый	0,24	0,262	0,92
	Кварцевое обособление	0,34	0,168	2,0
Мусковит	Крупноблоковый плагиоклазовый (мусковит по биотиту)	0,36	0,125	2,9
	Апографический плагиоклаз-микроклиновый (мусковит по биотиту)	0,35	0,106	3,3
	Апографический микроклиновый (мусковит по биотиту)	0,38	0,059	6,4
	Кварц-мусковитовый комплекс микроклино-содержащих пегматитов	0,18	0,097	1,8
	Блоковый пегматит или кварцевое ядро (пластинчатый мусковит)	0,13	0,136	0,96
	Блоковый пегматит или кварцевое ядро (клиновидный мусковит)	0,18	0,101	1,8
	Поздние зоны растворения кварца (1 образец)	0,07	0,052	1,3

тов. Несколько ниже содержания этого элемента в биотите мелкозернистого плагиоклазового пегматита и апографических пегматитов, а биотит центральных зон инъекционных пегматитовых тел содержит всего 0,2—0,3% фтора.

Среди мусковитов четко выделяются по концентрациям фтора две группы: мусковит по биотиту, в котором всегда более 0,3% F, и остальные разновидности мусковитов, содержащие всегда менее 0,2% F. Концентрации хлора в первых существенно ниже, чем фтора, а во вторых — соизмеримы. По-видимому, можно предполагать заимствование мусковитом фтора из решетки замещаемого биотита. А поскольку средние содержания фтора в мусковите ниже, чем в биотите, выносимая при замещении часть фтора могла связываться в одновременно образующемся мусковите кварц-мусковитового агрегата, а также в апатите и турмалине зон кварц-мусковитового замещения.

Сравнение содержаний фтора в слюдах из пегматитов различных районов Восточной Сибири показывает, что максимальные концентрации этого элемента свойственны тем поясам и полям, которые выделяются повышенными содержаниями редких щелочей и бериллия. Так, в мусковитах Приольхонского пояса, Акуканского и Баргинского полей содержится до 1% F. Мамский, Гутаро-Бирюсинский и Кондаковский пояса характеризуются средними уровнями концентраций фтора в мусковитах: обычно 0,1—0,2%, иногда 0,3—

0,5%. В Букачанском поле мусковиты содержат всего 0,02—0,08% F, а пегматиты этого поля наиболее бедны аксессуарной редкометалльной минерализацией и редкими щелочными элементами.

В мусковитовых пегматитах Индии содержания фтора и хлора в слюдах примерно те же, что и в Мамском поясе Восточной Сибири. Характерно, что и здесь минимальные концентрации F наблюдаются в мусковите Неллурской провинции, который по соотношениям элементов-примесей близок к Букачанскому полю. Оба эти района выделяются, как мы видели, повышенными содержаниями Ba и Sr.

Средние содержания фтора во вмещающих породах обычно выше, чем в пегматитах (за исключением мраморов и кварцитов): 0,10—0,25% против 0,02—0,05% F в пегматитах. На ранней щелочной стадии послемагматического процесса фиксируется уменьшение (на 30—40%) концентраций фтора в ореолах среди вмещающих пород (зоны микроклинизации). Возможно, выносимый фтор связывается в это время в лейстовом биотите пегматитов. Содержание фтора в ореольных зонах мусковитизации возрастает по сравнению с зонами микроклинизации и становится близким к первоначальному. В перекристаллизованном биотите зон мусковитизации концентрация фтора понижена. Следовательно, и в ореолах происходит перераспределение фтора между биотитом и мусковитом. Поведение хлора в ореолах из-за низких его содержаний практически не изучено.

Таким образом, в процессе послемагматического преобразования мусковитовых пегматитов и окружающих их пород фтор и хлор продолжают вести себя аналогично тому, как это было показано для процессов метаморфизма, гранитизации и первичного пегматитообразования [Макрыгина и др., 1977]. Их содержания определяются исходными концентрациями в метаморфизируемых осадочных породах. Дальнейшие процессы приводят к перераспределению элементов между пегматитами и окружающими породами, а также между минералами без существенного привноса или выноса.

В газово-жидких включениях хлора значительно больше, чем фтора. Иногда в них визуально фиксируются кристаллики галита. Фтор количественно не обнаруживается при чувствительности метода 0,5 мкг/мл водной вытяжки по методике А. А. Москалюк [1973].

Углекислота. Этот компонент играет важную роль в процессах формирования и изменения мусковитовых пегматитов, а также в предшествующих процессах метаморфизма и гранитизации [Макрыгина, 1981]. Присутствие значительных количеств CO_2 в расплавах, возникающих при метаморфизме в зонах высоких давлений, понижает растворимость воды в гранитной магне и способствует ее отделению [Кадик, Луканин, 1973]. Именно это обстоятельство способствует широкому развитию процессов послемагматического метасоматоза в гранитах и пегматитах.

Как и хлор, углекислота практически не фиксируется в составе минералов мусковитовых пегматитов. Незначительные ее количества обнаружены только в составе апатита некоторых месторождений. Однако на заключительных стадиях формирования пегматитов иногда образуется собственный минерал углекислоты — кальцит. Он мо-

жет заполнять полости растворения кварца на участках воздействия растворов стадии нового повышения щелочности либо образовывать небольшие линзы в центральных частях пегматитовых тел — как, например, в Карельском регионе [Никитин, 1959].

Жидкая углекислота постоянно входит в состав газовой-жидких включений в минералах метаморфических пород, гранитов и пегматитов. Именно по плотности углекислоты были сделаны определения давлений в начальные стадии пегматитового процесса [Долгов и др., 1967; Макагон, 1977]. При вскрытии таких включений на этапе подготовки к получению водной вытяжки (истирание минералов) CO_2 теряется. А в составе водной вытяжки из анионов всегда резко преобладает HCO_3^- , присутствует ион хлора, а из катионов преобладает калий, значительно меньше — натрия, т. е. в растворах включений углекислота находится в виде KHCO_3 , в меньшей степени — NaHCO_3 [Макагон и др., 1980].

В составе водных вытяжек из кварца мусковитовых пегматитов Северной Карелии также преобладает анион HCO_3^- , однако здесь, кроме гидрокарбоната и хлора, значительную роль играет ион SO_4^{2-} [Пономарева, 1980]. Но в любом случае углекислота является постоянной составляющей газовой-жидких включений и соответственно одним из главных летучих компонентов в процессах пегматитообразования.

К сожалению, в зарубежных месторождениях мусковитовых пегматитов газовой-жидкие включения практически не изучены. Однако на основании изучения парагенезисов минералов во вмещающих метаморфических породах можно проводить полную аналогию между мусковитовыми пегматитами всего мира по термодинамическим параметрам процессов и составу флюидов. Можно не сомневаться в том, что углекислота во всех регионах является, наряду с водой, ведущим летучим компонентом.

Вода. Будучи одним из главных компонентов метаморфических флюидов, магматических расплавов и послемагматических растворов, вода в форме гидроксила входит в состав многих образующихся в пегматитах минералов: мусковита, биотита, турмалина, апатита, ортита и других. В составе газовой-жидких включений в минералах вода всегда преобладает.

Основываясь на экспериментальных данных о зависимости соотношений компонентов в гранитных системах от парциального давления воды [Luth e. a., 1964; Platen, Höller, 1966; и др.] и различиях состава вулканических и плутонических гранитоидов [Штейнберг, Ферштатер, 1968], можно примерно определить долю давления, приходящегося на содержащуюся в системе воду. Для пегматоидных магматических гранитов $P_{\text{H}_2\text{O}}$ составляло 3—5 кбар [Макагон, 1977]. Следовательно, парциальное давление воды во флюиде составляет 40—60% от максимального общего давления (8 кбар).

Как уже упоминалось, наличие в составе магматических и послемагматических флюидов мусковитовых пегматитов углекислоты способствовало более полному выделению воды из расплавов. Именно

этим обстоятельством, по-видимому, объясняется широкое проявление в этих пегматитах процессов гидролиза калиевого полевого шпата с образованием значительных количеств мусковита и активное развитие процессов экзоконтактных изменений вмещающих пород.

2.6. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Краткое рассмотрение поведения большой группы породобразующих и малых элементов, а также некоторых летучих компонентов позволяет сделать некоторые выводы по геохимии мусковитовых пегматитов.

Прежде всего хотелось бы подчеркнуть необходимость привноса калия во время образования материнских гранитов. Учитывая дефицит калия в метаморфических породах, подвергающихся гранитизации, и приуроченность очагов гранитообразования к зонам глубинных разломов, можно связать калий хотя бы частично с глубинным источником.

Можно предполагать, что вместе с калием в очаг гранитообразования привносились некоторые малые элементы: барий, стронций, свинец (эти элементы содержатся в мусковитовых пегматитах и гранитах в повышенных количествах), а также, по-видимому, рубидий и цезий, тесно связанные с калием. Поведение этих элементов в процессах формирования и изменения пегматитов не одинаково, но в целом им свойствен «центробежный» характер миграции: экзоконтактные ореолы инъекционных пегматитовых тел обогащены ими.

Целый ряд изученных элементов характеризуется обратным — «центростремительным» поведением, поскольку вмещающие метаморфические породы богаче ими, чем пегматиты (и граниты). Это в первую очередь редкоземельные элементы, литий, цинк, ниобий (и тантал), фтор (и хлор). В пегматитах Северной Карелии в эту же группу входят уран, торий, цирконий и гафний [Слюдоносные пегматиты..., 1976], но в Мамском поясе они изучены недостаточно. Поскольку минералами-концентраторами этих элементов являются поздние по времени образования акцессорные минералы, биотит и образующийся по биотиту мусковит, естественно предположить, что заимствование «центростремительных» элементов из вмещающих пород происходит на послемагматическом этапе, когда идет активный обмен компонентами между пегматитами и окружающими их породами.

Волнообразная эволюция кислотности послемагматических процессов в мусковитовых пегматитах приводит к усилению или ослаблению роли отдельных элементов и к соответствующему изменению величин Rb/Cs , Ba/Sr , $\Sigma Ce/Y$, Nb/Ta и других отношений родственных элементов с разной величиной щелочности. Наиболее четкое поведение пары элементов обнаруживают при сравнении генераций одного и того же минерала [Шмакин, 1976]. Интересную информацию дают отношения «контрастных» элементов типа Ba/Rb , Ti/Nb и т. п.

Сравнение содержаний отдельных малых элементов в различных пегматитовых поясах и полях в пределах Восточно-Сибирского региона и на Индостанском полуострове показывает наличие постоянных региональных различий. Приольхонский пояс, Баргинское и Акуканское поля в Восточной Сибири, Раджастханский пояс в Индии выделяются явно повышенными концентрациями Rb, Cs, Sn, Nb, Ta и F — элементов, характерных для редкометалльных пегматитов. В Букачанском поле Прибайкалья и в Неллурском поясе Индии, где среди вмещающих много пород, богатых Ca, Mg и Fe, содержания перечисленных элементов минимальны, а концентрации Ba и Sr, наоборот, максимальны. Типичные мусковитовые пегматиты самых крупных Мамского и Гутаро-Бирюсинского поясов в Сибири, Бихарского пояса в Индии занимают по содержаниям малых элементов промежуточное положение.

Анализ возможных причин таких различий, так же как различных аспектов поведения элементов в процессах пегматитообразования, будет сделан в гл. 6.

Глава 3

ГЕОХИМИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты, как следует из самого названия этой минерогенической формации, занимают промежуточное положение — и по минеральному составу, и по давлениям минералообразования — между собственно мусковитовыми и редкометалльными пегматитами. Как правило, редкометалльно-мусковитовые пегматиты встречаются вместе с мусковитовыми, занимая соответствующее место в зональности пегматитовых поясов и полей. Наиболее характерны они для тех слюдоносных регионов, которые выделяются повышенными содержаниями F, Sn, Be и редких щелочных элементов и в собственно мусковитовых пегматитах. В Восточной Сибири это Баргинское поле и Кондаковский пояс Енисейского кряжа, Акуканское поле и Приольхонский пояс в Западном Прибайкалье. В Индии редкометалльно-мусковитовые пегматиты наиболее обычны в Раджастхане. В самых крупных слюдоносных провинциях — Мамской в Восточной Сибири и Бихарской в Индии — пегматиты редкометалльно-мусковитовой специализации также достаточно широко развиты.

Главное отличие редкометалльно-мусковитовых пегматитов от собственно мусковитовых состоит в том, что они не имеют крупных зон кварц-мусковитового замещения наложенного характера. Соот-

ответственно значительно меньшие масштабы свойственны экзоконтактным изменениям. Процессы замещения здесь аутометасоматические, а наибольшую активность они имеют в более поздние стадии — максимальной кислотности и нового повышения щелочности. В результате редкометалльно-мусковитовые пегматитовые тела, как правило, имеют крупное кварцевое ядро, расположенное в центре, и зоны альбитизации с характерным желто-зеленым или зеленым мусковитом, бериллом и гранатом спессартинового ряда.

От собственно редкометалльных пегматитов рассматриваемые пегматиты отличаются полным отсутствием первичной литиевой минерализации (сподумена, петалита, амблигонита-монтебразита) и значительно более низкими уровнями содержания фосфора, фтора, редких щелочных элементов, тантала и ниобия. Как и мусковитовые, редкометалльно-мусковитовые пегматиты обычно не имеют четкой связи с конкретными гранитными массивами.

Все редкометалльно-мусковитовые пегматиты имеют инъекционное магматическое или послемагматическое происхождение. Среди них нет образований первично-метаморфического генезиса. Как уже упоминалось в гл. 1, вмещающие породы пегматитов этой формации, как правило, относятся к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Поскольку редкометалльно-мусковитовые пегматиты встречаются в тех же пегматитовых поясах и полях, что и собственно мусковитовые, они генетически связаны с общими материнскими гранитами, но обычно находятся на несколько большем расстоянии от них. В некоторых случаях наблюдается региональная зональность по простиранию пегматитового пояса. Так, в Мамском поясе редкометалльно-мусковитовые пегматиты наиболее часто отмечаются в северо-восточной его части (Максимихинское пегматитовое поле и примыкающие к нему поля в бассейне реки Бол. Патом). Это дало основание В. П. Васильевой [1975] выделить здесь так называемую ортогональную зону редкометалльно-мусковитовых пегматитов, формирующихся при активном проявлении поздней стадии постмагматического метасоматоза. А в работе В. А. Макрыгиной [1981] такие пегматиты отмечаются по северо-западному флангу всего Мамского пояса.

Однако проявляющаяся в Мамском поясе зональность в распределении пегматитов имеет скорее характер тенденции. В каких бы частях пояса ни отмечались редкометалльно-мусковитовые пегматиты, они количественно явно уступают собственно мусковитовым пегматитам. Мы имеем дело с типичным отражением в пространстве разной степени проявления разновременных процессов послемагматического метасоматоза. И в Чуйском пегматитовом поле (жила 15 гольца Оборонного), и в Максимихинском поле (жила 117), и в Луговском поле (жила 19 Нижней Луговки) редкометалльно-мусковитовые жилы — это крупные пегматитовые тела с хорошо развитой зональностью и с полно проявленной поздней щелочной стадией метасоматоза. Здесь имеются зоны альбитизации, часто встречаются акцессорный берилл, характерный желто-зеленый

поздний мусковит, малиновый гранат, иногда колумбит и галенит. Но рядом с ними находятся пегматитовые жилы, в которых метасоматоз завершился образованием кварц-мусковитового замещающего комплекса или зон кварцевого замещения.

Аналогичная ситуация наблюдается в Бихарском поясе Индии. Здесь крупные пегматитовые тела с комплексной мусковит-берилловой минерализацией — такие, как Банекоп и Махешмарва, — находятся соответственно к северо-западу от г. Кодарма и в окрестностях пос. Дхаб рядом с преобладающими здесь собственно мусковитовыми пегматитами, в периферических частях пегматитовых полей [Шмакин, 1987].

В пегматитовом поясе Урунгве на территории Зимбабве площади распространения мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов перекрываются, причем в поле Майами участки развития только редкометалльно-мусковитовых пегматитов находятся по периферии района их совместного проявления — на периферии поля. По данным Дж. Уайлса [Wiles, 1961], в центральной части поля метаморфические породы относятся к силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации, а на периферии — к филлитам эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В центре поля имеется пять крупных гранитных массивов общей площадью около 100 км².

В восточной части Балтийского щита наблюдается несколько типов пегматитов редкометалльно-мусковитовой формации [Салье, Глебовицкий, 1976]. Один из них характерен для участков неоднократного метаморфизма, например наложения метаморфизма ставролит-дистеновой субфации на высокотемпературную часть фации альмандиновых амфиболитов. Второй тип встречается в зонах диафтореза пород, относящихся к дистен-силлиманитовой фациальной серии (наиболее обычной для собственно мусковитовых пегматитов). Таково, в частности, Стрельнинское поле редкометалльно-мусковитовых пегматитов. Третий тип пегматитов встречается в областях проявления метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии, наложенного на породы, метаморфизованные в условиях дистен-силлиманитовой серии. Наконец, четвертый тип редкометалльно-мусковитовых пегматитов, в том числе Кулиокское и Коловайское месторождения на Кольском полуострове, находится в зонах наложения ставролитовых субфаций метаморфизма на породы предположительно андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Магматический контроль размещения пегматитов, по мнению цитированных выше исследователей, функционально подчинен метаморфическому.

Хороший пример корреляции между типом минерализации в пегматитах и их положением в породах определенной ступени метаморфизма наблюдается в хр. Хамар-Дабан в Юго-Западном Прибайкалье [Макрыгина, 1981]. Здесь редкометалльно-мусковитовые пегматиты располагаются в ставролит-дистеновой зоне метаморфизма, а мусковитовые пегматиты — в мусковит-силлиманитовой зоне.

В других регионах развития редкометалльно-мусковитовых пегматитов (Бразилия, США, Непал, Австралия) при их описании

предпочтение отдается магматическому контролю размещения пегматитов, но следует подчеркнуть недостаточную изученность в этих регионах метаморфической зональности и связи гранитов и пегматитов с определенными фациями метаморфизма.

3.1. ПЕТРОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Представительных данных по средним содержаниям породообразующих элементов в структурных разновидностях и в телах редкометалльно-мусковитовых пегматитов очень мало. Даже в наиболее хорошо изученном геохимически регионе Восточной Сибири цифры по средним содержаниям этих элементов в пегматитах есть только для двух поясов и одного поля (табл. 3.1). Имеются отдельные опубликованные анализы крупных проб пегматитового материала и результаты пересчетов для двух поясов Индии и трех поясов в других регионах (по 3—10 анализов или пересчетов в каждом).

Сопоставление данных табл. 3.1 и 2.2 приводит к выводу о том, что существенных различий в содержаниях породообразующих элементов между мусковитовыми и редкометалльно-мусковитовыми пегматитами нет. Последние, как правило, несколько богаче SiO_2 и беднее Fe_2O_3 . Сравнение регионов показывает, что описы-

Т а б л и ц а 3.1
Средние содержания (по 3—10 пересчетам или крупным пробам) породообразующих оксидов (%) в редкометалльно-мусковитовых пегматитах

Регион	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$\text{Fe}_{\text{общ}}$ (Fe_2O_3)	Mn	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$\text{H}_2\text{O}+\text{п.п.п.}$
Восточная Сибирь	69,20	0,01	17,66	1,85	0,01	0,58	0,96	2,23	6,67	0,83
Мамский пояс	70,15	—	17,23	1,89	0,01	0,73	0,78	1,81	6,91	0,49
Акуканское поле	69,03	0,01	17,36	1,75	0,01	0,61	0,81	2,11	7,01	1,30
Приольхонский пояс										
Восточная часть Балтийского щита	70,42	0,01	15,73	1,35	Не обл.	0,55	1,20	3,40	6,67	0,67
Индия										
Бихарский пояс	67,30	0,01	19,09	1,90	»	0,60	1,50	3,20	4,90	1,50
Раджастханский пояс	69,64	0,01	17,55	1,71	»	0,70	0,89	3,15	5,54	0,81
Замбabwe, пояс Урунгле	70,62	0,02	17,08	0,66	0,02	0,27	1,51	2,89	5,71	1,22
Бразилия, Восточный пояс	67,35	Не обл.	19,97	1,08	0,02	0,38	0,65	3,95	5,25	1,35
США, Новая Англия	72,58	0,03	16,32	1,44	0,03	0,58	1,16	2,13	4,48	1,25

ваемые пегматиты весьма близки по составу: максимальный разброс в содержаниях кремнезема составляет 7,8%, глинозема — 22%. Несколько большие различия наблюдаются по второстепенным компонентам: Fe, Mg, Ca, летучим. Содержания калия всегда выше содержания натрия, хотя величина отношения K_2O/Na_2O колеблется от 3,8 (Акуканское поле) до 1,3 (Восточный пегматитовый пояс Бразилии). Пегматиты Акуканского поля наиболее резко выделяются по содержаниям Fe и Mg — максимальные концентрации, Ca, Na — минимальные и летучих компонентов.

Большое значение имеет величина Al_2O_3/K_2O . По мнению некоторых исследователей [Шуркин и др., 1962], она определяет мусковитоносность пегматитов и колеблется в Беломорье от 6,5 в слюдоносных жилах до 3,0 в плагиомикроклиновых жилах типа «керамических». В мусковитовых пегматитах Мамского района эта величина варьирует от 3,81 до 2,95. А в редкометалльно-мусковитовых пегматитах того же района ее значение равно от 2,65 до 2,49, т. е. значительно ниже. Максимальная величина отношения Al_2O_3/K_2O свойственна пегматитам Бихарского пояса (3,90), а минимальная — пегматитам Балтийского щита (2,36).

3.2. РЕДКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Средние содержания лития и рубидия в редкометалльно-мусковитовых пегматитах в 2—5 раз, а цезия — в 6—12 раз выше (табл. 3.2), чем кларковые содержания их в гранитах. Значительно превосходят они и средние содержания этих элементов в мусковитовых пегматитах (см. табл. 2.4).

Роль минерала—концентратора лития в редкометалльно-мусковитовых пегматитах—принадлежит биотиту. Однако в связи с малой ролью, которую биотит играет в жилах этой формации, минералом-носителем лития практически всегда является мусковит.

Рубидий и цезий концентрируются в мусковите, но в балансе распределения этих элементов, особенно рубидия, главная роль принадлежит обычно калиевому полевому шпату, содержащему от 0,05 до 0,2% Rb. В случае присутствия в жилах берилла, он, как правило, является концентратором цезия, а иногда и лития. Но этот акцессорный минерал не изменяет общей картины распределения редких щелочных элементов. Главная масса цезия связана с мусковитом и микроклином, а лития — с мусковитом.

Рубидия в пегматитовых телах в среднем в 15 раз больше, чем цезия. Но если в мусковите соотношение концентраций этих двух элементов близко к среднему, то в микроклине и биотите величина Rb/Cs обычно выше, а в берилле наблюдаются обратные соотношения.

Отношение Rb/Cs резко изменяется в различных генерациях минералов (см. табл. 3.2). Именно этим можно объяснить существенную разницу (на порядок) в величине этого отношения для микроклинов из двух разновидностей редкометалльно-мусковитовых пег-

Таблица 3.2

Средние содержания щелочных элементов (г/т) в жилах и минералах редкометалльно-мусковитовых пегматитов (по М. Е. Салье и В. А. Глебовицкому [1976])

Пегматит	Минерал	Li	Rb	Cs	K/Rb	Rb/Cs
Альбит-олигоклаз-микроклиновы́й	Жилы в целом	79	334	23	117	15
	Биотит	856	800	11	89	73
	Мусковит	170	1140	96	72	12
	Микроклин	10	570	4,0	192	143
Микроклин-альбитовый	Жилы в целом	225	786	51	54	15
	Биотит	385	930	Не обн.	80	—
	Мусковит	281	2070	142	41	14,6
	Микроклин	5,3	1800	107	56	16,8
Редкометалльно-мусковитовый (в целом)	Биотит	560	1280	11	62	116
	Мусковит	162	1390	110	60	13
	Микроклин	7,2	1010	36	105	28
	Берилл	850	27	1236	107	0,02

матитов. В альбит-олигоклаз-микроклиновых пегматитах микроклин в основном представлен ранними генерациями, содержащими минимум цезия. А в микроклин-альбитовых пегматитах преобладает поздний микроклин, обогащенный и рубидием, и цезием.

В мусковите второй генерации содержится в среднем в 3 раза больше рубидия и в 15 раз больше цезия, чем в первой генерации [Салье, Глебовицкий, 1976]. В результате величина Rb/Cs в мусковите снижается с 34 до 7,8. На отдельных месторождениях концентрации этих элементов в мусковитах несколько варьируют, но в целом тенденция одинакова: рост концентраций цезия в поздних генерациях слюд опережает рост концентраций рубидия. Это связано с ростом щелочности послемагматических растворов на поздней стадии метасоматоза [Шмакин, 1976].

Содержания щелочных элементов в бериллах резко различаются в редкометалльно-мусковитовых пегматитах разных регионов (табл. 3.3). При этом концентрации K, Rb и Cs могут отличаться на несколько порядков, а Na и Li — в несколько раз. Различия между генерациями бериллов, которые всегда образуются на поздних стадиях послемагматического процесса, не столь существенны. Но все же на участке 4 Кондаковского пояса Восточной Сибири наблюдается резкий рост примесей калия и рубидия в более поздней генерации берилла, а в месторождении Банекоп Бихарского пояса Индии — значительный рост концентраций лития. Бросается в глаза общий низкий уровень содержания цезия и рубидия в бериллах Кондаковского и Раджастанского пегматитовых поясов. Причины таких региональных различий пока недостаточно ясны.

Последовательный рост концентраций Rb и Cs от первичных генераций калиевых полевых шпатов к более поздним наглядно де-

Таблица 3.3

Содержания окислов щелочных элементов (K_2O и Na_2O %, остальные г/т) в различных генерациях аксессуарного берилла из редкометалльно-мусковитовых пегматитов Восточной Сибири и Индии [Шмакин, 1976]

Пегматитовый пояс	Месторождение, участок	Генерация	K_2O	Na_2O	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O
Мамский	Максимиха Согдиондонское Чуйское	VII	0,52	1,48	1830	72	2290
		VI	0,46	1,27	1420	50	2195
		VI	0,54	1,44	1400	250	1270
Приольхонский	Хлопнитовый Иликсин	V	0,04	0,63	1900	126	1100
		VI	0,06	0,93	5800	278	2300
Кондаковский	Нижнепадунский Участок 4 То же	IV	0,07	0,51	940	4	53
		IV	0,06	0,28	286	4	49
		VI	0,94	0,40	200	41	40
Бихарский	Банекоп То же	V	0,04	0,52	600	16	500
		VI	0,01	0,51	2260	25	630
Раджастанский	Навагаон Бхандавас Тали Лохарвара	V	0,04	0,62	1184	6	61
		IV	0,95	0,43	185	45	37
		V	0,03	0,44	351	12	46
		II	0,04	0,54	159	8	78
Неллурский	Палимйтта	VI	0,06	1,35	100	100	1600

монстрируется на примере редкометалльно-мусковитовых пегматитов Индии (табл. 3.4). Здесь во всех пегматитовых поясах наблюдается рост содержаний Rb в 2—3 раза и Cs в 3—5 раз (в Майсурском поясе в 14 раз) от начальных генераций калишпата к кварцевым ядрам.

Аналогичная картина наблюдается и для генераций мусковита в тех же пегматитах (табл. 3.5). В клиновидном мусковите, характерном для кварцевых ядер, рубидия и цезия в 1,5—2,5 раза больше, чем в пластинчатом мусковите из кварц-мусковитового агрегата.

Поскольку рост содержаний цезия в калиевом полевопшпате и мусковите обгоняет рост содержаний рубидия, величина Rb/Cs в этих минералах уменьшается (см. табл. 3.4 и 3.5) к поздним генерациям. Такое изменение этого индикаторного отношения в данном случае находится в противоречии с ростом кислотности послемагматического процесса. По-видимому, дело заключается в более сильном влиянии другого, кристаллохимического фактора: с понижением температуры резко возрастает возможность изоморфного вхождения ионов Rb и Cs на позиции калия в кристаллических решетках калиевого полевого шпата и мусковита. При этом для цезия это возрастание выражено более резко. А концентрации обоих элементов в послемагматических растворах «избыточны», поскольку на стадиях возрастания кислотности и максимальной кислотности послемагматического процесса происходит массовый гидролиз ка-

Таблица 3.4

Средние содержания (по 2—10 определениям) элементов-примесей (г/т) в калиевых полевых шпатах редкометалльно-мусковитовых пегматитов Индии

Пегматитовый пояс	Пегматитовые зоны	Ba	Sr	Rb	Cs	Be	Pb	Tl	Ba/Rb	Rb/Cs
Бихарский	Первичные	580	113	775	31	1,3	776	Не обн.*	0,75	25,0
	Апографические	420	27	749	49	2,2	440	»	0,56	15,3
	Кварцевые ядра	70	17	1530	137	2,8	461	7	0,046	11,2
Раджастханский	Первичные	1050	167	625	30	1,5	1070	2	1,68	20,8
	Апографические	600	55	760	46	2,7	870	6	0,79	16,5
	Кварцевые ядра	480	45	1140	99	1,8	531	8	0,42	11,5
Неллурский	Первичные	400	50	460	13	1,8	973	Не обн.	0,87	35,4
	Кварцевые ядра	260	31	1346	62	5,2	1570	2	0,19	21,7
Майсурский	Первичные	340	84	530	10	0,8	573	Не обн.	0,64	53,0
	Кварцевые ядра	90	26	1742	141	1,7	569	14	0,052	12,4

* При пороге обнаружения таллия 1 г/т.

Таблица 3.5

Средние содержания (по 3—9 определениям) элементов-примесей (г/т) в мусковитах редкометалльно-мусковитовых пегматитов Индии

Пегматитовый пояс	Зона пегматита	Ba	Sr	Li	Rb	Cs	Be	Pb	Tl	Ba/Rb	Rb/Cs
Бихарский	Кварц-мусковитовый агрегат	406	6	356	748	108	11	14	2,4	0,54	6,9
	Кварцевые ядра	14	7	342	1038	275	16	9	5,1	0,013	3,8
	Зоны альбитизации	26	7	723	1917	492	22	13	6,5	0,014	3,9
Раджастханский	Кварц-мусковитовый агрегат	675	7	149	658	22	10	18	1,4	1,03	29,9
	Кварцевые ядра	292	23	230	1656	202	14	12	2,1	0,18	8,2
Неллурский	Кварцевые ядра	462	22	40	930	23	8	25	0,5	0,50	40,4
Майсурский	Кварц-мусковитовый агрегат	181	16	584	1605	61	10	10	4,5	0,11	26,3
	Кварцевые ядра	14	11	465	2226	384	25	11	6,2	0,006	5,8

лиевого полевого шпата с переходом в растворы K, Rb и Cs. Автоматический характер этого процесса в условиях закрытой пегматитовой системы [Шмакин, 1983] ограничивает вынос щелочных элементов во вмещающие породы. Этим редкометалльно-мусковитовые пегматиты существенно отличаются от собственно мусковитовых пегматитов.

3.3. НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Сравнение содержаний Ba, Sr, Be, Pb и Tl в редкометалльно-мусковитовых и мусковитовых пегматитах (см. табл. 3.4 и 3.5 и гл. 2) выявляет существенные различия. Концентрации Ba, Sr и Pb в минералах редкометалльно-мусковитовых пегматитов ниже, а Be и Tl — выше, чем в мусковитовых пегматитах. Естественно, величина отношения Ba/Pb в редкометалльно-мусковитовых пегматитах значительно меньше.

Как и в мусковитовых пегматитах, содержания Ba и Sr в калиевых полевых шпатах от начальных генераций к последующим снижаются, поэтому величина Ba/Rb уменьшается от генерации к генерации обычно на несколько порядков. В мусковитах также наблюдается устойчивое снижение концентраций бария и величины Ba/Rb, но содержания стронция иногда в мусковите кварцевых ядер выше, чем в кварц-мусковитовом агрегате (см. табл. 3.5). Минералом-концентратором и носителем Ba и Sr обычно является калиевый полевой шпат.

Содержания бериллия в мусковите в несколько раз выше, чем в калиевом полевом шпате. Именно этот минерал является обычно носителем бериллия в пегматитах, в то время как минералом-концентратором выступает берилл. И в калиевых полевых шпатах, и в мусковитах, как это хорошо видно на примере редкометалльно-мусковитовых пегматитов Индии, содержания бериллия выше в кварцевых ядрах и в зонах альбитизации, т. е. там, где обычно присутствует берилл.

Содержания таллия в редкометалльно-мусковитовых пегматитах и их минералах всегда в 2—4 раза выше, чем в мусковитовых. Поведение его (см. табл. 3.4 и 3.5) аналогично поведению рубидия (и цезия): в поздних генерациях минералов его больше. Концентрации таллия в калиевом полевом шпате и мусковите сопоставимы, но поскольку в последнем он присутствует всегда, а в калиевом полевом шпате его нередко менее 1 г/т (порог обнаружения применявшегося спектрального метода анализа), минералом-носителем этого элемента следует считать мусковит.

Отношение Ba/Rb в минералах калия является хорошим индикатором геохимической специализации пегматитов, если сравниваются сопоставимые генерации минералов. Как показало изучение состава калиевого полевого шпата и мусковита из пегматитов поля Майка-Крик в провинции Маунт-Айза в Австралии (табл. 3.6), калиевые полевые шпаты пегматитов отличаются от таковых гра-

Содержания элементов-примесей (г/т) в калиевых полевых шпатах и мусковитах пегматитового поля Майка-Крик, Австралия

Порода	Минерал	Ba	Sr	Rb	Cs	Ba/Rb	Rb/Cs
Граниты комплекса Сибелла	Калиевый полевой шпат порфири- бластов	6700	69	575	3	11,6	192
	То же пегматоидного прожилка	1200	56	1085	6	1,11	181
Мигматиты свиты Лейкхарт	Калиевый полевой шпат из центра пегматоидного прожилка	2800	88	295	Не обн. »	9,5	—
	То же эндоконтакта прожилка	2800	89	377		7,4	—
Пегматитовая жила Майка Майн 3	Калиевый полевой шпат пегматоид- ной зоны	100	29	697	Сл. 18	0,14	—
	Мусковит той же зоны	64	20	750		0,085	41,7
Пегматитовая жила Биг — Берил	Калиевый полевой шпат контактовой зоны	84	56	1808	53 95	0,046	34,1
	Мусковит зоны альбитизации	29	28	2620		0,011	27,6
Пегматитовая жила Бериле Куин	Калиевый полевой шпат графической зоны	59	27	1070	23 10 20 11	0,055	46,5
	То же крупноблоковой зоны	80	30	945		0,085	94,5
	Мусковит из сростаний с кварцем	20	22	1380		0,014	69,0
	Мусковит по турмалину	38	23	885		0,043	80,5
Пегматитовая жила Гекса- гон	Калиевый полевой шпат графической зоны	690	54	725	13 Сл. 18	0,94	55,8
	То же крупноблоковой зоны	760	46	722		0,99	—
	Мусковит из сростаний с кварцем	110	21	870		0,13	48,3

Таблица 3.7

Средние содержания (по 6—9 объемным пересчетам) малых элементов (г/т) в редкометалльно-мусковитовых пегматитах Восточной Сибири

Пегматитовый пояс, поле	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Be	Ce	La	Nd	Y	Sn	Zn	Pb	Tl
Мамский	52	358	20	860	298	9,0	161	35	32	12	5	115	45	7,8
Акуканское	70	475	25	710	235	6,8	—	—	—	—	—	63	30	2,2
Приольхонский	64	610	32	230	90	11	152	30	25	11	—	70	22	4,5

Примечание. Прочерк — отсутствие представительных данных.

нитов и мигматитов резко пониженными содержаниями бария. По величине отношения Ba/Rb в калиевых полевых шпатах и мусковитах пегматиты поля сопоставимы с редкометалльно-мусковитовыми пегматитами Восточной Сибири, Индии и США [Шмакин, 1987].

Небольшое количество изученных образцов не позволяет выявить особенности поведения малых элементов в процессах формирования пегматитов поля Майка-Крик. В двух парах образцов калиевого полевого шпата различных генераций (жилы Берилс Куин и Гексагон) изменение содержаний Ba, Sr, Rb и Cs противоречиво. Тем не менее флуктуации отношения Ba/Rb и в калиевом полевоом шпате, и в мусковите не выходят за пределы обычных для этого типа пегматитов. По величине отношения Rb/Cs все изученные образцы разбиваются на две группы: гранитные и пегматитовые. Малый разброс величины отношения Rb/Cs в пегматитах позволяет говорить о близости поведения этих двух щелочных элементов в пегматитах региона.

В табл. 3.7 приведены средние содержания большой группы малых элементов в пегматитовых телах трех районов Восточной Сибири. Для других районов нам не удалось получить достаточно представительных данных. Сравнивая цифры табл. 3.7 и 2.4, видим, что в редкометалльно-мусковитовых пегматитах по сравнению с мусковитовыми явно повышены концентрации Li, Rb, Cs, Be, Ce, Sn и Tl. Содержания Ba, Sr, Y и Pb, наоборот, понижены. Для цинка, лантана и неодима различия не однозначны. Почти все элементы с повышенными средними концентрациями являются типичными для редкометалльных пегматитов.

Из трех районов наибольшей «редкометалльностью» характеризуется Приольхонский пегматитовый пояс, где отмечаются максимальные для редкометалльно-мусковитовых пегматитов средние содержания Rb, Cs и Be при минимальных значениях Ba, Sr и Pb — типичных элементов собственно мусковитовых пегматитов. Причиной такой специализации редкометалльно-мусковитовых пегматитов является, по-видимому, относительно низкое начальное давление при их формировании. Материнские хайдайские аляскинские граниты верхнепротерозойского возраста содержат в сред-

нем: Li — 38, Rb — 294, Cs — 4, Ba — 743 и Sr — 256 г/т [Иванов, Шмакин, 1980].

Приольхонский пегматитовый пояс включает в себя большое число пегматитовых полей с разнообразной минерализацией. Наряду с редкометалльно-мусковитовыми пегматитами здесь есть типичные мусковитовые пегматиты, жилы без четко выраженной геохимической специализации, содержащие аксессуарные редкоземельные и редкометалльные минералы. Среди таких пегматитов с кларковыми уровнями концентраций малых элементов в Иликсино-Таловском пегматитовом поле имеются отдельные жилы с зонами поздней альбитизации, содержащие лепидолит и рубеллит. Как показали специальные исследования [Макагон, Шмакин, 1972], повышенная концентрация F, Li, Rb и Cs в этих жилах связана с остаточным накоплением флюидов и редких щелочей в результате кристаллизации значительного объема «пустых» графических пегматитов в условиях закрытой системы.

В отличие от крупного по размерам и неоднородного по составу пегматитов Приольхонского пояса Акуканское поле имеет площадь всего 4 км² и насчитывает 25 вскрытых пегматитовых тел. Они преимущественно недифференцированы, но три жилы зональны и по всем признакам относятся к редкометалльно-мусковитовым пегматитам. Эти жилы имеют крупное кварцевое ядро, окруженное блоковым пегматитом с серовато-зеленым клиновидным мусковитом. В числе аксессуарных минералов здесь имеются гранат, апатит, циркон, монацит и редкие кристаллы берилла. В краевых частях жил развит графический пегматит с биотитом, а в нем — участки кварц-мусковитового замещения. Из полевых шпатов преобладает микроклин характерного для месторождения красного цвета.

Судя по взаимоотношениям зон и малой интенсивности экзоконтактового замещения, послемагматические процессы в описанных трех жилах имели автометасоматический характер. В пределах Акуканского поля материнских гранитов не обнаружено. Как видно из табл. 3.7, в пегматитах поля большинство элементов имеет содержания, промежуточные между содержаниями в двух других поясах. Концентрации бериллия и таллия здесь минимальны.

3.4. ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты не изучены с такой степенью детальности, как собственно мусковитовые и собственно редкометалльные. Особенно это относится к летучим компонентам, так как исследования газовой-жидких включений в минералах и водной вытяжки из них были сделаны буквально для единичных объектов. Результаты этих исследований свидетельствуют о том, что соотношение фаз во включениях и ионов в растворах для редкометалльно-мусковитовых пегматитов близки к тем, которые описаны выше для мусковитовых пегматитов.

Как и в собственно мусковитовых пегматитах, важную роль в составе газовой-жидких включений играет, наряду с преобладающей здесь водой, углекислота. По имеющимся в кристаллах берилла, альбита и кварца монофазовым включениям жидкой углекислоты были получены значения давления в заключительные фазы формирования пегматитов: от 2,6 до 1,4 кбар [Макагон, 1977]. Кроме воды и жидкой углекислоты во включениях отмечены газообразная углекислота и кристаллы галита и некоторых других минералов-включений. В некоторых кристаллах берилла встречены стекловатые включения твердой фазы, свидетельствующие о наличии магматического этапа в процессах формирования пегматитов вообще и берилла в частности [Макагон, Кузьмина, 1976].

В водной вытяжке из кристаллов альбита одной из жил Максимихинского поля в Мамском пегматитовом поясе обнаружены следующие катионы (в порядке преобладания): Na, Li, Al, K, Fe. Анионы представлены (в том же порядке) CO_3^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , BO_3^{3-} и F^- [Вовк, Возняк, 1967]. Любопытно, что катионов кальция, магния, марганца, как и комплексного аниона SiF_6^{2-} , в вытяжках не обнаружено. Поскольку альбит, по нашим данным, образуется на стадии нового повышения щелочности растворов, весьма отраднo, что, по данным П. К. Вовка и Д. К. Возняка, pH растворов в момент вскрытия включений составлял 7,2—8,5, а с учетом поправки на наличие жидкой углекислоты pH равно 8,4—9,2.

На начальных и конечных стадиях формирования некоторых жил редкометалльно-мусковитовых пегматитов, кроме перечисленных уже компонентов, значительную роль играл фосфор. Так, пегматиты месторождения Лавро-до-Энио в Бразилии, где добываются берилл, мусковит и полевоы шпат, очень богаты разнообразными фосфатами [Cassedanne, 1981]. Среди них — первичные фосфаты бериллия, лития, кальция и натрия, вторичные — железа, марганца, урана и лития. Проявлены на этом месторождении и сульфиды ряда элементов. Разнообразные фосфаты отмечаются также в редкометалльно-мусковитовых пегматитах Новой Англии (США), на ряде месторождений Австралии, Аргентины и Индии. Но в целом роль фосфора в этой группе пегматитов незначительна и несоизмерима с той, какую он играет в редкометалльных и некоторых миароловых пегматитах. Надо отметить, что минералы фосфора обильны только в тех редкометалльно-мусковитовых пегматитах, которые соседствуют с собственно редкометалльными пегматитами.

3.5. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты занимают промежуточное положение между мусковитовыми и редкометалльными пегматитами не только по минеральному составу, но и по геохимическим особенностям. Пороодообразующие элементы в них содержатся примерно в тех же количествах, что и в собственно мусковитовых. В отли-

чие от последних, редкометалльно-мусковитовые пегматиты разных регионов близки по составу главных компонентов. Отчасти это объясняется тем, что генетически редкометалльно-мусковитовые пегматиты представляют собой монолитную группу: это всегда инъекционные магматические тела с хорошо выраженной зональностью и явным преобладанием автометасоматического метасоматоза.

Из малых элементов наибольший интерес в редкометалльно-мусковитовых пегматитах представляют редкие щелочи: литий, рубидий и цезий. Их соотношение в породах и минералах позволяет проследить эволюцию щелочности послемагматических процессов, выявить региональные различия пегматитов. В отличие от мусковитовых пегматитов, формирующихся при активном обмене компонентов с вмещающими породами, в редкометалльно-мусковитовых пегматитах возможно накопление лития, рубидия и цезия в растворах на стадии образования кварцевого ядра. В результате изменение величин отношений между щелочными элементами не всегда соответствует изменению кислотности процесса.

Хорошим индикатором специализации пегматитов является барий-рубидиевое отношение, величина которого в начальных генерациях минералов (калиевый полевой шпат, мусковит) примерно одинакова в редкометалльно-мусковитовых пегматитах Восточной Сибири, Индии, США и Австралии.

Из летучих компонентов главную роль в редкометалльно-мусковитовых пегматитах играют вода и углекислота. На некоторых месторождениях к ним присоединяется фосфор. Концентрации других компонентов обычно очень низки.

Глава 4

ГЕОХИМИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Геохимия редкометалльных пегматитов изучалась ранее многочисленными исследователями [Поля редкометалльных пегматитов..., 1976], детальные геохимические исследования сподуменовых пегматитов одного из районов СССР выполнены В. В. Гордиенко [1970], а также В. В. Гордиенко с соавторами [1978]. Однако изучения геохимии сподуменовых и петалитовых пегматитов в их сравнении проведено не было. Не изучалось поведение малых элементов, роль которых в выяснении генетических особенностей редкометалльных пегматитов очень важна.

Традиционно исследователи связывают генетически эти пегматиты с массивами гранитоидов известково-щелочных серий [Косалс, 1983], имеющих палингенное происхождение. Однако, как показано С. М. Бескиным и Б. М. Шамакиным [1980], сподумен-альбитовые пегматиты, представляя разновидность редкометалльных гранитов

Средние содержания калия, натрия (%) и малых элементов

Порода	Кол-во проб	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr
<i>Палингенные гранитоиды</i>								
Гранодиориты	29	2,14	2,71	48	82	6	1331	467
Биотитовые граниты	7	4,07	2,84	14	259	11	608	104
Двуслюдяные граниты	6	3,97	2,04	24	291	20	220	76
Палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда [Таусон, 1977]		3,6	2,7	50	175	—	830	330
<i>Рапакивиподобные</i>								
Биотитовые и амфибол-биотитовые граниты	13	3,97	2,57	15	194	9	1284	120
Гранит-порфиры	6	5,49	1,44	44	336	8	1050	103
Граниты-рапакиви [Таусон и др., 1982]								
крупнозернистые амфибол-биотитовые Каларского массива		3,96	1,94	36	188	4	1530	140
трахиандезитовые порфиры акитканской серии		4,82	2,52	22	303	2	2180	148

Порода	V	Sc	W	Mo	Nb	Ta	Zr
<i>Палингенные гранитоиды</i>							
Гранодиориты	62	16	<0,8	<1	6,8	0,6	186
Биотитовые граниты	3,0	4,7	1,6	<1	6,5	1,3	100
Двуслюдяные граниты	4,4	3,6	1,8	1,2	5,0	1,6	56
Палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда [Таусон, 1977]	21	—	2,5	1,1	19	(2,9)	190
<i>Рапакивиподобные</i>							
Биотитовые и амфибол-биотитовые граниты	8,9	17,5	2,5	<1	15,6	1,2	419
Гранит-порфиры	36	27,4	1,5	<1	15,1	1,4	413
Граниты-рапакиви [Таусон и др., 1982]							
крупнозернистые амфибол-биотитовые Каларского массива	10	—	—	2,2	—	—	331
трахиандезитовые порфиры акитканской серии	—	—	—	—	—	—	600

могут быть самостоятельными интрузивными фазами. В полях петалитовых пегматитов, наряду с массивами известково-щелочных гранитоидов, имеющих палингенное происхождение, наблюдаются массивы рапакивиподобных гранитов и дайки гранит-порфиров типа рапакиви. Связь этих пегматитов с известково-щелочными гранитоидами не доказана, а рядом исследователей отвергается вообще. Как указывалось в гл. 1, нами предполагается парагенетическая

(г/т) в гранитоидах одного из районов Сибири

Таблица 4.1

Pb	Zn	Be	Sn	La	Ce	Nd	Yb	Y	Ni	Co	Cr
<i>известково-щелочного ряда</i>											
13,5	91	1,9	2,9	36	57	29	2,9	16	22,4	41	49
31	45	3,9	3,1	27	44	13,3	1,6	10,3	5,6	2,1	5,0
13,8	29	4,1	6,1	7	19	7	2,5	14,1	9,1	1,6	7,1
27	51	3,0	6,2	—	—	—	—	—	17	11	38
<i>гранитоиды</i>											
19	62	3,3	4,2	67	90	41	6,6	47	6,4	3,2	9,2
7,5	42	1,7	4,5	197	260	113	6,6	48	9,3	12,4	18,5
34	79	2,3	4	121	196	85	4,6	4,2	16	5,3	23
51	142	6,4	9,1	160	210	130	9,0	100	—	—	—

Окончание табл. 4.1

Hf	B	F	Cl	$\frac{K}{Rb}$	$\frac{K}{Ba}$	$\frac{Ba}{Rb}$	$\frac{Ba}{Sr}$	$\frac{K}{Pb}$	$\frac{La}{Yb}$	$\frac{F}{Li}$	$\frac{Nb}{Ta}$	$\frac{Zr}{Hf}$
<i>известково-щелочного ряда</i>												
4,4	26	720	560	261	16,1	16,2	2,8	1585	12,8	15	11,3	42
3,3	30	330	610	157	66,9	2,3	5,8	1313	16,9	24	5,0	30
1,9	25	440	560	136	180,5	0,8	2,9	2894	2,8	18	3,1	29
—	22	800	—	200	43,4	5	2,5	1333	—	16	—	—
<i>гранитоиды</i>												
6,9	44	930	460	199	30,9	6,6	17,0	2089	10,2	62	13,0	61
10,4	27	2303	1197	160	52,3	3,1	11,9	7320	29,9	52	10,8	40
—	18,4	1600	—	213	25,9	8,1	11,3	1100	27,9	44	—	—
—	8,0	1400	—	159	22,1	7,2	14,7	945	17,8	64	—	—

связь петалитовых пегматитов и рапакивиподобных гранитов.

В связи с этим в одном из районов Сибири было проведено геохимическое изучение различных гранитоидов в полях редкометалльных пегматитов. Более древний комплекс гранитоидов представлен гранодиоритами I фазы, биотитовыми гранитами II фазы и двуслюдяными гранитами, слагающими небольшие массивы и жильные тела. Этот комплекс является типичным представителем палингенных

генных гранитоидов известково-щелочной серии [Таусон, 1977], становление которых сопровождалось магматической дифференциацией.

Как видно из табл. 4.1, гранодиориты отличаются от гранитов преобладанием натрия над калием, низкими содержаниями Rb, Cs, Pb, Be, Sn, W, Ta и повышенными — Li, Ba, Sr, Zn, La, Ce, Nd, Yb, Y, Ni, Co, Cr, V, Sc, Zr, Hf, F. Такая геохимическая специфика гранодиоритов коррелируется с повышенным содержанием в них темноцветных минералов, а также аксессуарных сфена и циркона. Повышенное количество Sr связано с высоким содержанием в породе плагноклаза. Наиболее важны высокое содержание Ba в гранодиоритах и низкая величина отношения K/Ba, указывающие на палингенный характер и незначительное перемещение магматического материала гранодиоритов. На палингенную природу массивов гранодиоритов указывает и низкое отношение Ba/Rb [Таусон, 1977; Таусон и др., 1982].

В процессе дифференциации магмы до состава биотитовых гранитов происходит обогащение ее Rb, Cs, Pb, Be, Sn, Ta, W и обеднение Li, Ba, Sr, Zn, редкими землями, Ni, Co, Cr, V, Sc, Zr, F (см. табл. 4.1). При этом отношения K/Rb, Ba/Rb, K/Pb, Nb/Ta и Zr/Hf понижаются, а K/Ba, Ba/Sr, La/Yb и F/Li возрастают. При образовании двуслюдяных гранитов эти тенденции для отношений K/Rb, K/Ba, Ba/Rb, Nb/Ta проявляются еще более резко. Однако отношение Ba/Sr в них близко к таковому в гранодиоритах, отношение K/Pb значительно возрастает, а La/Yb снижается, что указывает на изменение закономерностей дифференцирования элементов при кристаллизации двуслюдяных гранитов по сравнению с биотитовыми их аналогами.

Как уже указывалось, кроме гранитоидов гранодиорит-гранитной формации, в полях редкометалльных пегматитов встречаются массивы гранитов и дайки гранит-порфиров, геохимические особенности которых близки к геохимической характеристике гранитов рапакиви (см. табл. 4.1). Характерными для них являются повышенная щелочность по калию, высокие содержания Rb и Ba, а также PЗЭ, Nb, Zr, Hf, F и Cl (в дайках гранит-порфиров). Кроме того, наблюдаются повышенные содержания элементов, характерных для основных магматических пород — Ni, Co, Cr, V. В то же время для изученных рапакивиподобных гранитоидов характерны низкие концентрации свинца, особенно в дайковой серии, по сравнению с гранитоидами геохимического типа рапакиви [Таусон и др., 1982]. Учитывая тот факт, что обогащение пород свинцом происходит в процессе магматической дифференциации [Таусон, 1961], низкие его содержания указывают на слабое проявление этого процесса при формировании изученных рапакивиподобных пород. Этот вывод для нас особенно важен в связи с тем, что редкометалльные петалитовые пегматиты, в отличие от безрудных пегматитов, связанных генетически с гранитоидами известково-щелочного ряда, и сподуменовых пегматитов, также бедны этим элементом. Учитывая, что по возрасту петалитовые пегматиты наиболее близки к рапакивиподобным гранитам, а также отмеченную их геохимическую специфику, мы считаем

наиболее вероятным для них общий глубинный источник, не связанный с дифференциацией массивов палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда.

В полях сподуменовых пегматитов, как уже указывалось, наблюдаются тела сподумен-альбитовых гранитов. Такие граниты были изучены нами в одном из пегматитовых полей. Они соответствуют представлениям о редкометалльных гранитах и характеризуются резким преобладанием натрия над калием, а также высокими содержаниями редких щелочей, Sn, Be, Tl, Nb, Ta. Однако для них характерно низкое содержание фтора (0,03%), и, следовательно, они представляют собой малофтористую фацию редкометалльных гранитов. Их формирование происходило в условиях высокого флюидного давления CO_2 , достигающего 5 кбар, что установлено при изучении включений минералообразующей среды в минералах [Макагон, 1974б]. Эти граниты не имеют пространственной связи с массивами палингенных гранитоидов известково-щелочной серии и, залегая вблизи глубинных разломов, видимо, связаны с более глубинными зонами земной коры и являются продуктом дифференциации глубинных магматических очагов. Сподумен-альбитовые граниты традиционно относятся к одному из структурно-парагенетических комплексов редкометалльных пегматитов и поэтому их геохимия рассматривается более детально в разделе 4.1.

4.1. СПОДУМЕНОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ

4.1.1. Петрогенные элементы

Как указывалось А. И. Гинзбургом [1954, 1960], геохимия пегматитового процесса определяется в основном поведением щелочных элементов, что подтверждается и на примере сподуменовых пегматитов.

В табл. 4.2 приведены средние данные по содержаниям петрогенных элементов в различных структурно-парагенетических комплексах слабо дифференцированных сподуменовых пегматитов одного из полей Сибири. Как видно из таблицы, эти пегматиты содержат небольшие количества TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , MnO , CaO , мало отличающиеся в различных комплексах. Содержания SiO_2 и Al_2O_3 во всех комплексах также очень близки. Резко изменяются только количества Na_2O и K_2O . При этом в наиболее раннем сподумен-кварц-альбитовом комплексе натрия преобладает над калием, в альбит-кварц-сподумен-микроклиновом содержания Na_2O и K_2O близки, а в кварц-мусковит-альбитовом комплексе наблюдается наиболее резкое преобладание натрия над калием [Макагон и др., 1983].

Как уже указывалось, среди сподуменовых пегматитов выделяются собственно литиевые и комплексные тантал-цезий-литиевые. В описываемом поле комплексные пегматиты обычно залегают в амфиболитах, тогда как литиевые — в различных биотитсодержащих сланцах. Комплексные пегматиты отличаются повышенным содержа-

Химический состав (%) сподуменовых пегматитов одного из пегматитовых полей Сибири

Окисел	Комплексные пегматиты			Литиевые пегматиты			Средние данные		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	73,19	72,10	72,05	73,44	73,48	72,50	73,35	72,60	72,33
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	16,23	16,52	16,34	16,38	16,91	16,35	16,35	16,66	16,35
Fe ₂ O ₃	0,20	0,21	0,20	0,21	0,08	0,34	0,20	0,16	0,29
FeO	0,38	0,56	0,27	0,43	0,67	0,39	0,41	0,60	0,39
MnO	0,04	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03
MgO	0,21	0,27	0,19	0,28	0,19	0,29	0,26	0,24	0,26
CaO	0,43	0,43	0,56	0,35	0,25	0,51	0,38	0,36	0,53
Na ₂ O	4,51	3,12	6,64	4,11	2,16	5,33	4,26	2,79	5,81
K ₂ O	2,41	3,33	2,04	1,93	2,66	2,32	2,11	3,08	2,21
P ₂ O ₅	0,30	0,53	0,56	0,53	0,42	0,48	0,44	0,49	0,51
F	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
H ₂ O	0,52	0,59	0,53	0,53	0,31	0,73	0,52	0,49	0,66
Σ	98,46	97,76	99,47	98,30	97,20	99,34	98,38	97,54	99,43

Примечание. 1—3 — комплексы: 1 — сподумен-кварц-альбитовый, 2 — альбит-кварц-сподумен-микроклиновый, 3 — кварц-мусковит-альбитовый.

нием Na₂O и в меньшей мере K₂O (см. табл. 4.2) по сравнению с литиевыми пегматитами, в которых наиболее резко проявляется концентрирование лития. Изучение химического состава групповых проб наиболее характерных жил сподуменовых пегматитов этих двух разновидностей [Филиппова, 1971] подтверждает ту же закономерность (табл. 4.3).

Средние данные по содержанию К и Na в жилах пегматитов с различной специализацией показывают, что комплексные пегматиты характеризуются отношением Na/K от 2,2 до 1,6, тогда как в пегматитах с литиевой специализацией это отношение изменяется от 1,6 до 1,1. Таким образом, общая слабая дифференциация сподуменовых пегматитов находит отражение в слабых различиях между структурно-парагенетическими комплексами по содержаниям в них петрогенных (кроме щелочных) элементов.

Высокое содержание калия в альбит-кварц-сподумен-микроклиновом парагенетическом комплексе соответствует максимальному количеству в нем микроклина. В процессе замещения микроклина при образовании кварц-мусковит-альбитового замещающего комплекса происходит частичный вынос калия с образованием мощных зон биотитизации вмещающих амфиболовых пород и ореолов калия в них, так что содержание K₂O в экзоконтактных зонах повышается от 0,22—0,50 до 3,5% [Загорский, Макагон, 1980].

Химический состав групповых проб наиболее характерных жил сподуменовых пегматитов (%) [Филиппова, 1971]

Окисел	Комплексные пегматиты				Литиевые пегматиты					
	жила 47	жильная серия 24, часть			жила 9	жила 11а	жила 21	жила 1	жила 11	жильная се- рия 20
		средняя	южная	северная						
SiO ₂	70,62	71,42	72,70	73,49	71,70	73,27	74,30	73,52	72,00	72,70
TiO ₂	0,04	Сл.	0,03	0,02	0,02	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	17,69	17,75	16,35	16,46	17,19	17,45	16,92	17,09	17,18	15,98
Fe ₂ O ₃	0,60	0,19	0,27	0,93	0,51	0,33	0,27	Не обн.	Не обн.	Не обн.
FeO	0,20	Не обн.	0,30	Не обн.	Сл.	Сл.	0,13	0,43	0,31	0,46
MnO	0,03	0,03	0,06	0,06	0,04	0,07	0,03	0,02	0,03	0,09
MgO	0,28	0,44	0,10	0,21	1,84	0,44	0,44	Не обн.	Не обн.	Не обн.
CaO	0,65	0,86	1,23	0,68	0,46	0,79	0,63	0,83	0,74	0,72
Na ₂ O	4,84	4,98	3,75	3,34	3,53	2,94	3,41	3,78	4,55	4,23
K ₂ O + Rb ₂ O + Cs ₂ O	2,38	2,31	3,00	2,86	3,57	3,09	2,60	2,71	3,00	2,83
Li ₂ O	1,05	0,99	0,86	0,98	1,01	1,47	1,18	1,34	0,88	1,06
P ₂ O ₅	0,90	0,99	0,26	0,14	0,13	0,12	0,35	0,37	0,29	0,45
H ₂ O ⁺	0,75	0,42	0,80	0,44	0,20	0,11	0,08	0,22	0,34	0,70
H ₂ O ⁻	Не обн.	0,15	Не обн.	0,08	0,11	0,19	0,15	0,10	0,04	0,18
F	0,65	0,30	0,20	0,72	0,25	0,28	0,10	0,50	0,60	0,48
Σ	100,68	100,83	99,91	100,41	100,56	100,58	100,59	100,91	99,96	99,88

Примечание. Авторы считают, что содержания фтора в приводимых анализах завышены.

4.1.2. Редкие щелочи

Распределение редких щелочей является наиболее важным для геохимической характеристики редкометалльных пегматитов. Поэтому в настоящей работе этим элементам уделено главное внимание.

Сподуменовые пегматиты характеризуются высокими концентрациями Li, Rb, Cs, литий играет здесь роль петрогенного элемента.

Литий. Максимальные концентрации лития характерны для позднемагматического альбит-кварц-сподумен-микроклинового комплекса, в то время как ранний сподумен-кварц-альбитовый и поздний кварц-мусковит-альбитовый комплексы содержат меньше лития. Особенно низки его концентрации в последнем (табл. 4.4). Ю. И. Филипповой [1971] приводятся данные по содержанию Li в выделяемом ею позднем кварц-альбитовом комплексе, имеющем подчиненное значение. Они подтверждают указанную закономерность, причем концентрации лития здесь наиболее низки (до 0,003%). Сравнение пегматитов с комплексной и литиевой специализацией показывает, что в литиевых пегматитах всех трех структурно-парагенетических комплексов содержания лития максимальны.

Поскольку главным минералом-концентратором и носителем лития в сподуменовых пегматитах является сподумен, то содержание этого элемента в породе коррелируется с количеством указанного минерала. В магматических комплексах литиевых пегматитов содержание сподумена значительно выше, чем в комплексных пегматитах. Кроме сподумена, в рассматриваемых пегматитах присутствуют и другие литийсодержащие минералы: монтебразит, лепидолит, литийсодержащие бериллы и турмалин, однако они наблюдаются в малых количествах, а последний встречен только в одной жиле. Эти минералы не имеют существенного значения в балансе распределения лития. Несколько повышенные содержания лития отмечаются также в микроклине сподуменовых пегматитов (до 0,07%), но и они не отражаются на балансе распределения в них лития.

Таблица 4.4

Содержание калия, натрия и редких элементов (%) в сподуменовых пегматитах одного из полей Сибири

Элемент	Комплексные пегматиты			Литиевые пегматиты			Средние данные		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
K	2,00	2,76	1,69	1,60	2,21	1,93	1,75	2,56	1,83
Na	3,34	2,31	4,92	3,04	1,60	3,95	3,16	2,07	4,30
Li	0,552	0,653	0,052	0,714	1,087	0,108	0,654	0,811	0,084
Rb	0,116	0,153	0,078	0,092	0,137	0,062	0,101	0,147	0,068
Cs	0,0255	0,2311	0,0253	0,0096	0,0182	0,0072	0,0157	0,1599	0,0147
Be	0,017	0,016	0,013	0,017	0,015	0,017	0,017	0,016	0,015
Sn	0,112	0,089	0,099	0,133	0,114	0,100	0,125	0,098	0,099
Ta	0,011	0,018	0,028	0,009	0,009	0,011	0,010	0,015	0,019
Nb	0,006	0,008	0,010	0,008	0,007	0,011	0,008	0,008	0,011

Примечание. 1—3 — комплексы: 1 — сподумен-кварц-альбитовый, 2 — альбит-кварц-сподумен-микроклиновый, 3 — кварц-мусковит-альбитовый.

Рубидий и цезий. Рубидий в сподуменовых пегматитах различных структурно-парагенетических комплексов распределен достаточно равномерно (см. табл. 4.4): различия между ними не превышают двух раз. Распределение цезия гораздо неравномернее. Между структурно-парагенетическими комплексами рубидий и цезий распределены подобно литию: максимальные их содержания наблюдаются в альбит-кварц-сподумен-микроклиновом комплексе, а в раннем сподумен-кварц-альбитовом и позднем кварц-мусковит-альбитовом они понижены. Такое распределение этих элементов обусловлено процессом дифференциации расплава-раствора, из которого происходило формирование пегматитов. Наиболее поздние его порции, из которых при кристаллизации образовался альбит-кварц-сподумен-микроклиновый комплекс, обогащались рубидием и цезием. Затем в процессе замещения микроклина альбитом и мусковитом происходил вынос этих элементов, так что поздний кварц-мусковит-альбитовый комплекс обеднен ими.

Максимальные содержания рубидия и цезия характерны для альбит-кварц-сподумен-микроклинового комплекса Ta—Cs—Li-пегматитов. Содержание цезия здесь почти на порядок выше, чем в других комплексах. Это приводит к образованию в нем собственного минерала цезия — поллуцита. В литиевых пегматитах, где поллуцит отсутствует, содержание цезия в том же комплексе превышает его количество в других комплексах только в два раза.

Минералом-концентратором и носителем Rb в сподуменовых пегматитах является микроклин, и только в кварц-мусковит-альбитовом комплексе — мусковит и микроклин. Содержание рубидия в микроклине комплексных пегматитов достигает 2—2,6%, в мусковите — 1,7, в лепидолите — 2%. В микроклине литиевых пегматитов содержание Rb не превышает 1%, а в мусковите 0,6%. Таким образом, наблюдается резкое возрастание концентраций рубидия в микроклине от литиевых к комплексным пегматитам. Изучение микроклина других полей сподуменовых пегматитов подтвердило эту закономерность.

Из табл. 4.5 видно, что отношение K/Rb в микроклине комплексных пегматитов понижается до 4,7, тогда как в этом же минерале из литиевых и танталовых пегматитов оно больше 16.

Концентраторами цезия, кроме поллуцита, являются берилл, микроклин и слюды мусковит-лепидолитового ряда. При этом роль берилла в балансе распределения цезия мала, и при отсутствии поллуцита основная часть цезия находится либо в микроклине, либо в мусковите (в позднем кварц-мусковит-альбитовом комплексе). Содержание Cs в микроклине комплексных пегматитов значительно выше, чем в микроклине литиевых пегматитов (см. табл. 4.5). При этом концентрирование Cs в микроклине комплексных пегматитов более значительное, чем Rb, так что величины отношений K/Cs и Rb/Cs в жилах комплексных пегматитов гораздо ниже, чем в жилах литиевых пегматитов.

Рассматривая геохимические особенности калиевых полевых шпатов сподуменовых пегматитов различных регионов, Л. Н. Россовский

Содержание щелочных элементов (%) в микроклинах пегматитовых жил различной специализации

Место взятия пробы	Число проб	K	Li	Rb	Cs	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
<i>Пегматитовые жилы комплексной Ta — Cs — Li специализации</i>								
Поле I								
жила 1	3	10,97	0,0256	1,62	0,3303	6,8	33	4,9
жила 2	2	10,27	0,0469	2,18	0,1700	4,7	60	12,8
Среднее . . .	13	10,45	0,0317	1,57	0,2189	6,7	49	7,2
<i>Пегматитовые жилы Li и Ta специализации</i>								
Поле I	9	10,9	0,0393	0,65	0,0558	16,8	195	11,7
II	8	11,2	0,0037	0,61	0,0556	18,3	201	10,8
III	10	11,0	0,0120	0,39	0,0306	28,2	360	12,8
IV	7	10,8	0,0034	0,26	0,0153	41,5	706	17,3

и С. И. Коноваленко [1980] приводят средние данные по рубидию и цезию, близкие к нашим для калиевых полевых шпатов пегматитов с литиевой специализацией. Отношение Rb/Cs в них относительно высоко, оно соответствует сподуменовым пегматитам без цезиевой минерализации. Отмечая понижение содержаний Rb и Cs в микроклине от докембрийских пегматитов к мел-палеогеновым, они объясняют такое изменение концентраций этих редких щелочей различными вмещающими породами. Однако наши данные по сподуменовым пегматитам с литиевой специализацией, залегающим, как и молодые пегматиты, в слюдяных сланцах, показывают, что главную роль в снижении концентраций Rb и Cs в микроклине от древних сподуменовых пегматитов к молодым играет их возраст.

Замещение микроклина и сподумена альбит-кварц-сподумен-микроклинового пегматита на послемагматическом этапе с образованием кварц-мусковит-альбитового комплекса приводило, как видно из табл. 4.4, к значительному выносу редких щелочей за пределы пегматитовых тел с их фиксацией в зонах экзоконтактовых изменений. В этих зонах первичный амфибол вмещающих пород замещался гольмквиститом и биотитом, а первичный биотит — вторичным биотитом и мусковитом. При интенсивном проявлении экзоконтактового метасоматоза в сланцах и амфиболитах образовывались слюдиты и гольмквиститсодержащие сланцы, в которых содержание редких щелочей очень высоко (табл. 4.6). В этом случае в экзоконтактовых зонах пегматитовых жил поля II, где комплексные пегматиты отсутствуют, концентрирование редких щелочей значительно ниже, чем в таких же зонах около жил пегматитов поля I с комплексными пегматитами. Данные табл. 4.6 показывают, что наиболее резкое химическое изменение состава пород в экзоконтакте пегмати-

Поле I

1	48,34	2,32	13,85	3,57	12,84	0,22	5,48	10,20	1,35	0,22	0,060	0,003	0,007	0,24	0,84	Не обн.	Не опр.	—	99,73
2	50,65	2,01	13,89	3,09	11,67	0,25	4,74	6,84	2,18	0,32	0,220	0,010	0,080	0,31	2,16	»	»	—	99,31
3	48,93	3,34	13,03	3,83	17,51	0,29	3,97	2,70	0,40	1,17	1,380	0,080	0,300	0,09	2,80	0,20	»	0,08	99,94
4	50,10	2,14	13,92	3,60	12,48	0,29	5,26	5,27	0,24	1,17	2,200	0,310	1,640	0,05	1,68	0,15	»	0,06	100,44
5	57,98	1,28	12,57	1,19	15,62	0,26	1,78	3,84	0,61	0,94	0,740	0,040	0,120	0,17	1,98	0,12	»	0,05	99,20
6	56,18	0,52	11,87	2,37	10,42	0,18	4,94	0,23	0,05	3,56	0,600	1,120	5,060	0,25	2,62	0,58	»	0,24	100,31
7	62,46	1,40	15,56	1,75	6,02	0,10	2,25	5,10	0,93	1,96	0,056	0,009	0,004	0,22	2,48	Не обн.	»	—	99,94
8	62,32	1,18	15,38	2,07	5,48	0,06	2,47	1,64	2,37	3,16	0,021	0,013	0,002	0,23	3,49	»	»	—	99,94
9	60,30	1,04	16,22	3,14	6,11	0,07	2,47	1,58	2,10	4,16	0,045	0,014	0,002	0,20	2,30	»	»	—	99,74
10	62,30	1,10	15,80	2,70	5,60	0,06	2,30	1,02	1,65	3,40	0,460	0,160	0,210	0,10	2,30	0,35	»	0,14	99,37

Поле II

11	48,62	2,38	14,84	3,51	11,04	0,25	4,15	10,46	2,02	0,37	0,040	0,005	0,002	0,26	1,92	Не обн.	Не опр.	—	99,86
12	51,31	1,96	13,57	3,14	11,58	0,25	4,78	8,28	2,04	0,77	0,040	0,001	0,002	0,31	1,87	»	»	—	99,86
13	52,89	1,83	13,27	3,78	11,65	0,26	5,46	0,90	0,70	3,99	0,320	0,350	0,570	0,10	2,68	1,24	»	0,52	99,48
14	60,12	1,25	16,82	4,19	4,40	0,07	2,16	2,61	3,14	2,75	0,080	0,010	0,004	0,22	2,65	Не обн.	»	—	100,46
15	61,79	1,27	14,36	4,54	3,86	0,11	2,17	0,64	0,20	5,16	0,230	0,130	0,137	0,33	4,72	0,25	»	0,10	99,77
16	59,52	0,91	19,67	1,45	3,86	0,07	1,78	2,71	1,95	4,68	0,030	0,030	0,004	0,21	3,03	Не обн.	»	—	99,71
17	68,79	0,54	15,22	3,63	1,88	0,08	1,17	1,10	0,16	5,16	0,640	0,240	0,150	0,60	3,00	0,75	»	0,32	100,78
18	59,38	0,31	16,36	2,40	2,78	0,11	1,70	1,25	0,22	6,00	0,700	0,540	0,480	0,06	3,10	1,42	2,00	0,59	98,17

* 1, 2 — очень слабо биотитизированные амфиболиты; 3, 4 — интенсивно голмквистизированные амфиболиты со слабой биотитизацией; 5 — интенсивно голмквистизированный кварц-амфиболовый сланец с биотитом; 6 — биотитовый слюдит; 7 — полевошпат-кварц-биотитовый сланец; 8 и 9 — кварц-биотитовые сланцы; 10 — кварц-биотитовый сланец с перекристаллизованным биотитом, мусковитом и турмалином; 11 — неизменный амфиболит; 12 — очень слабо биотитизированный амфиболит; 13 — интенсивно биотитизированный амфиболит с турмалином; 14 — биотит-полевошпатовый сланец; 15 — мусковитизированный биотит-полевошпатовый сланец с перекристаллизованным биотитом; 16 — андалузит-биотитовый сланец; 17, 18 — мусковитизированные андалузит-биотитовые сланцы с турмалином и перекристаллизованным биотитом.

тов происходит в процессе биотитизации амфиболитов. При этом в экзоконтактные зоны привносятся K, Li, Rb, Cs, Si, H₂O и F и выносятся из них Ca, Na, Al, Fe, иногда Mg.

Таким образом, редкометалльные сподуменовые пегматиты характеризуются высокими содержаниями редких щелочей во всех структурно-парагенетических комплексах, при этом максимальные их концентрации наблюдаются в альбит-кварц-сподумен-микроклиновом комплексе, завершающем кристаллизацию из магматического расплава-раствора. В процессе послемагматического замещения этого комплекса кварц-мусковит-альбитовым происходит интенсивный вынос редких щелочей из пегматитов в экзоконтактные зоны, где формируются геохимические ореолы этих элементов.

В. В. Гордиенко [1970], описывая геохимические особенности сподуменовых пегматитов одного из районов СССР, также отмечает, что K и Na в процессе их образования являются антагонистами, так как на поздних этапах процесса происходит альбитизация микроклина. Для лития в этих пегматитах, как и для описанного выше поля сподуменовых пегматитов Сибири, характерно накопление от ранней парагенетической ассоциации — альбитового агрегата — к последующим, среднезернистому кварц-сподумен-альбитовому агрегату и блоковому кварц-сподумен-полевошпатовому пегматиту, а затем снижение в наиболее поздних вторичных аплитах.

В распределении рубидия в сподуменовых пегматитах здесь главную роль играют микроклин и мусковит, в которых концентрируются 98% этого элемента, при этом на долю микроклина приходится 70%. В распределении цезия также главную роль играют те же два минерала, но этот элемент распределяется между ними поровну в связи с более высоким содержанием его в мусковите. Кроме того, более 10% цезия может концентрироваться в берилле.

4.1.3. Тантал, ниобий, бериллий, олово

Тантал и ниобий. Наиболее обогащены танталом комплексные пегматиты, в них же наблюдается наиболее резкое концентрирование этого элемента от ранних минеральных ассоциаций к поздним (см. табл. 4.4). Главным минералом-концентратором и носителем тантала является колумбит-танталит, содержание которого возрастает в пегматитах поздних комплексов. Содержание Ta₂O₅ в нем варьирует от 40,87 до 52,43%, а Nb₂O₅ — от 23,95 до 36,14%. Отношение Ta₂O₅/Nb₂O₅ изменяется от 1,2 до 2,2 [Хвостова и др., 1978]. Кроме колумбита-танталита, встречаются также тапиолит, микролит, воджинит и танталсодержащий касситерит, в котором, по данным В. А. Хвостовой и др., находится 3,3—5,6% Ta₂O₅ и 0,22—0,53% Nb₂O₅. Тантал концентрируется также в слюдах, где его содержание составляет 15—177 г/т.

Для ниобия не наблюдается такого резкого обогащения от ранних минеральных комплексов к поздним как у тантала, хотя эта тенденция и сохраняется, особенно в комплексных пегматитах. Наиболее высоки содержания Nb, как и Ta, в послемагматическом

кварц-мусковит-альбитовом замещающем комплексе. Сравнение содержаний Ta и Nb в комплексных и литиевых пегматитах показывает, что первые обогащены танталом относительно ниобия, так что отношение Ta/Nb в них больше 1,8, тогда как в литиевых пегматитах оно близко к 1. При этом в комплексных пегматитах наиболее резко проявляется концентрирование Ta относительно Nb в позднем кварц-мусковит-альбитовом комплексе, где отношение Ta/Nb достигает 2,8.

Как и тантал, ниобий концентрируется в колумбите-танталите. Кроме того, носителями ниобия являются касситерит, воджинит, ташиолит и слюды мусковит-лепидолитового ряда. Наблюдается резкое обогащение лепидолита танталом относительно ниобия ($Ta/Nb = 3,2$) по сравнению с мусковитом ($Ta/Nb = 0,5$).

Для отношений Ta/Nb и Rb/Cs в альбит-кварц-сподуменовом комплексе сподуменовых пегматитов устанавливается обратная корреляционная связь, что объясняется В. П. Молошагом [1974] формой переноса Ta и Nb в виде соединений типа щелочных танталатов и ниобатов.

Таким образом, в отличие от редких щелочей, тантал и ниобий концентрируются в позднем кварц-мусковит-альбитовом комплексе.

Сподуменовые пегматиты, описанные В. В. Гордиенко [1970] в одном из районов СССР, характеризуются относительно низкими концентрациями тантала и ниобия. Здесь отмечаются близкие содержания Ta в первых трех комплексах: среднезернистом альбитовом гранитоподобном пегматите, среднезернистом кварц-сподумен-альбитовом агрегате и блоковом кварц-сподумен-полевошпатовом пегматите. Снижение концентрации Ta происходит во вторичных аплитах. Содержание ниобия возрастает только в блоковом кварц-сподумен-полевошпатовом комплексе. Тантал в пегматитах района преобладает над ниобием, а отношение Ta/Nb составляет около 1,4. Основная масса Ta и Nb концентрируется в минералах группы колумбита-танталита, но до 40% Ta и 15—30% Nb рассеяно в силикатных минералах.

Бериллий. Как видно из табл. 4.4, содержание бериллия изменяется в сподуменовых пегматитах очень мало, снижаясь в среднем от ранних комплексов к поздним. При этом тенденции изменения различны для комплексных пегматитов, где концентрация бериллия снижается в послемагматическом позднем комплексе, и для литиевых их аналогов, в которых не наблюдается такого понижения. Бериллий концентрируется в этих пегматитах в собственном минерале — берилле, и содержание элемента коррелируется с количеством последнего в различных пегматитовых комплексах.

Для бериллия в сподуменовых пегматитах района, описанного В. В. Гордиенко [1970], характерно возрастание содержаний от первого из указанных выше комплексов к третьему и снижение их во вторичных аплитах. Практически весь бериллий концентрируется здесь в берилле, содержание его в других минералах низко и составляет от 6 г/т в мусковите до 1 г/т в апатите.

Олово. Для олова характерно концентрирование в раннем сподумен-кварц-альбитовом комплексе сподуменовых пегматитов

(см. табл. 4.4), причем им относительно обогащены и литиевые пегматиты, залегающие в биотитовых сланцах. Минералом-концентрактором и носителем олова является касситерит. Кроме того, олово концентрируется в воджините, колумбите и танталите. Высокие концентрации олова наблюдаются в слюдах (более 100 г/т).

В некоторых телах литиевых пегматитов оловом обогащаются поздние зоны гидролиза и альбитизации, в таких случаях касситерит ассоциирует с кварц-мусковитовым комплексом и альбитом. В альбитовом комплексе содержание олова достигает 1% и более. В. В. Гордиенко [1970] отмечают очень низкие концентрации олова в изученных им сподуменовых пегматитах.

Таким образом, тантал, ниобий, бериллий и олово, совместно с редкими щелочами концентрируются в редкометаллических сподуменовых пегматитах и в ряде случаев представляют промышленный интерес.

4.1.4. Некоторые другие малые элементы

Рассматриваемые в этом разделе редкие элементы: барий, стронций, таллий, свинец — не представляют промышленного интереса в редкометаллических пегматитах, но изучение их геохимических особенностей важно для понимания генезиса этих пегматитов.

Барий. В сподуменовых пегматитах концентрации бария относительно низки. В. В. Гордиенко с соавторами [1978] для различных типов сподуменовых пегматитов Северо-Запада СССР установлены содержания бария 28—45 г/т, причем наиболее высокие в поллудит-альбит-микроклиновых пегматитах со сподуменом и лепидолитом.

В полях изученных сподуменовых пегматитов Сибири устанавливается последовательное снижение содержаний бария от палингенных гранитоидов к пегматитам. При этом уже в микроклиновых (безрудных) пегматитах содержание бария снижается до 20 г/т, и только во внутригранитных пегматитах количество его остается высоким (250 г/т). Следовательно, концентрации бария становятся очень низкими уже в пегматитовых расплавах, из которых образуются микроклиновые безрудные пегматиты.

Минералом-концентрактором и носителем бария в сподуменовых пегматитах является микроклин. Содержание бария в нем колеблется от менее 10 г/т до 450 г/т. В магматических комплексах — от раннего сподумен-кварц-альбитового к позднему альбит-кварц-сподумен-микроклиновому — количество этого элемента снижается (табл. 4.7). При замещении сподумена и микроклина кварц-мусковит-альбитовым комплексом на начальной его стадии происходит значительное повышение содержания бария в микроклине. Видимо, растворы, под действием которых происходит процесс замещения, обогащены этим элементом. Обычно резкое обогащение барием сопровождается выносом из микроклина лития, рубидия и цезия. На рис. 4.1 видно, что в микроклине неизмененных магматических комплексных пегматитов наблюдается обратная связь между рубиди-

Средние содержания малых элементов в сподуменовых пегматитах (г/т)

Элемент	Литиевые пегматиты						Комплексные пегматиты					
	1		2		3		1		2		3	
	пегматит	микро-клин	пегматит	микро-клин	пегматит	микро-клин	пегматит	микро-клин	пегматит	микро-клин	пегматит	микро-клин
Ba	He опр.	80	He опр.	54	He опр.	258	He опр.	64	He опр.	37	He опр.	405
Sr	31	90	35	77	28	77	39	135	52	160	32	120
Tl	12	53	18	65	10	40	27	160	39	132	21	100
Pb	He опр.	He опр.	21	61	<10	10	21	113	14	46	<10	15

Примечание. 1—3 — комплексы: 1 — сподумен-кварц-альбитовый, 2 — альбит-кварц-сподумен-микроклиновый, 3 — кварц-мусковит-альбитовый.

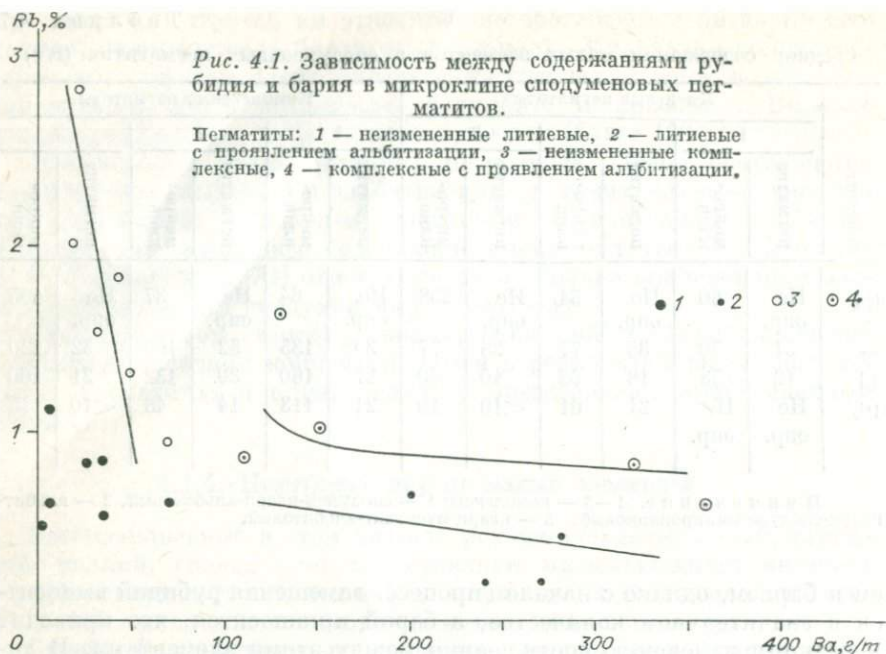
ем и барием, однако с началом процесса замещения рубидий выносятся в значительном количестве, а барий привносится, что приводит к резкому изменению соотношения между этими элементами. В литиевых пегматитах вынос рубидия менее значительный, чем в комплексных, но общая закономерность сохраняется.

Рассматривая различные типы пегматитовых жил в полях сподуменовых пегматитов, важно отметить, что в микроклине графических микроклиновых (безрудных) пегматитов, тела которых залегают в биотитовых сланцах, содержание бария существенно ниже, чем в сподуменовых пегматитах (см. табл. 4.7). Это противоречит предположению об едином ряде магматической дифференциации расплавов, которая сначала приводит к образованию микроклиновых пегматитов, а на конечном этапе — их сподуменовых аналогов.

Стронций. В редкометалльных пегматитах содержания стронция относительно низки. Как указывают В. В. Гордиенко с соавторами [1978], в сподуменовых пегматитах Северо-Запада СССР содержание стронция несколько возрастает от безрудных микроклин-альбитовых к наиболее сильнодифференцированным поллуцит-альбит-микроклиновым пегматитам со сподуменом и лепидолитом, где его содержание достигает 169 г/т.

В изученных нами сподуменовых пегматитах максимальные концентрации стронция характерны для комплексных пегматитов (52 г/т, см. табл. 4.7), причем стронцием несколько обогащен обычно альбит-кварц-сподумен-микроклиновый комплекс.

Для геохимии стронция в докембрийских редкометалльных пегматитах важную роль играет высокое содержание в породе рубидия, который при радиоактивном распаде изотопа ^{87}Rb образует ^{87}Sr . Именно по этой причине возрастает количество стронция в комплексных пегматитах.



Минералами-концентраторами и носителями Sr в сподуменовых пегматитах являются микроклин и рубидиевые слюды мусковит-лепидолитового ряда, в последних содержание стронция может достигать 515 г/т [Гордиенко и др., 1978].

В изученных нами сподуменовых пегматитах микроклин содержит 62—220 г/т стронция. В микроклине литиевых пегматитов содержания стронция близки для различных структурно-парагенетических комплексов (см. табл. 4.7). Для микроклина комплексных пегматитов характерны более высокие его содержания, причем максимальные количества наблюдаются в альбит-кварц-сподумен-микроклиновом комплексе, в микроклине которого наиболее высоки содержания рубидия. При замещении микроклина альбитом происходит значительный вынос рубидия и, следовательно, количество стронция, образующегося при распаде рубидия, значительно меньше. При этом важно отметить, что в микроклинах сподуменовых пегматитов, имеющих молодой возраст, содержания стронция значительно ниже, чем в микроклинах докембрийских пегматитов. Так в мел-палеогеновых сподуменовых пегматитах Средней Азии калиевые полевые шпаты содержат 15—29 г/т Sr [Россовский, Коноваленко, 1980], а микроклины альпийских пегматитов Гиндукуша (Афганистан) 10—35 г/т [Россовский, Шмакин, 1978].

Как видно из рис. 4.2, отчетливая зависимость между содержаниями Rb и Sr наблюдается при количестве Rb в микроклине более 1%, а при пониженных содержаниях Rb в минерале основную часть стронция составляет нерадиогенный изотоп. В связи с этим необхо-

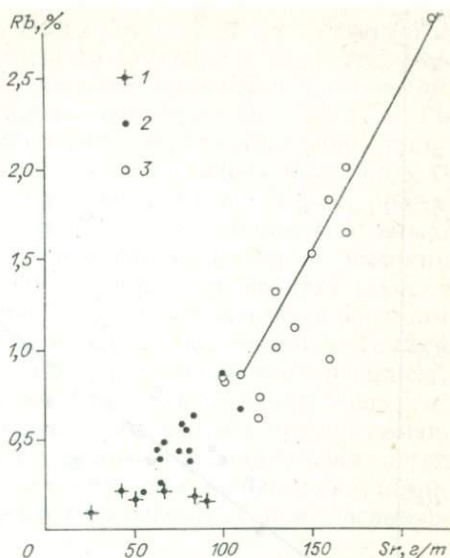
Рис. 4.2. Зависимость между содержаниями рубидия и стронция в микроклине сподуменовых пегматитов.

Пегматиты: 1 — без литиевой минерализации, 2 — литиевые, 3 — комплексные.

димо отметить, что, как и для бария, для стронция характерны низкие содержания (25—51 г/т) в микроклине микроклиновых графических пегматитов. При этом в сподуменовых пегматитах, жилы которых расположены вблизи графических пегматитов, содержание стронция составляет 110—170 г/т при низких количествах рубидия (0,39—0,67%). Следовательно, количество нерадиогенного стронция в микроклине этих пегматитов выше, чем в микроклине графических микроклиновых пегматитов, что не согласуется с гипотезой поведения стронция в процессе магматической дифференциации гранитного расплава.

Таллий. Редкометалльные пегматиты характеризуются высокими концентрациями таллия, причем накапливается он на завершающих этапах пегматитового процесса [Геохимия редких элементов, 1964]. В недифференцированных сподуменовых пегматитах от раннемагматического сподумен-кварц-альбитового комплекса к позднемагматическому альбит-кварц-сподумен-микроклиновому содержанию таллия возрастают. Эта закономерность характерна как для литиевых, так и для комплексных пегматитов. При образовании кварц-мусковит-альбитового комплекса происходит вынос таллия, хотя и менее значительный, чем рубидия (см. табл. 4.4 и 4.7). Наиболее высокая концентрация таллия в альбит-кварц-сподумен-микроклиновом комплексе комплексных пегматитов. Таким образом, таллий накапливается на магматической стадии процесса пегматитообразования, а при метасоматическом замещении выносятся.

Таллий концентрируется в микроклине и слюдах мусковит-ленидолитового ряда. В микроклине его содержание достигает 270 г/т, в мусковите — 180 и ленидолите — 340 г/т. Микроклин литиевых пегматитов характеризуется пониженным содержанием таллия (рис. 4.3), причем оно выше в минералах из альбит-кварц-сподумен-микроклинового комплекса (см. табл. 4.7). Для комплексных пегматитов характерны высокие концентрации Tl. Максимальные его величины в микроклине сподумен-кварц-альбитового комплекса, видимо, следует объяснить малым количеством выполненных анализов и большой неравномерностью распределения этого элемента. Содержание Tl понижается в микроклине кварц-мусковит-альбитового



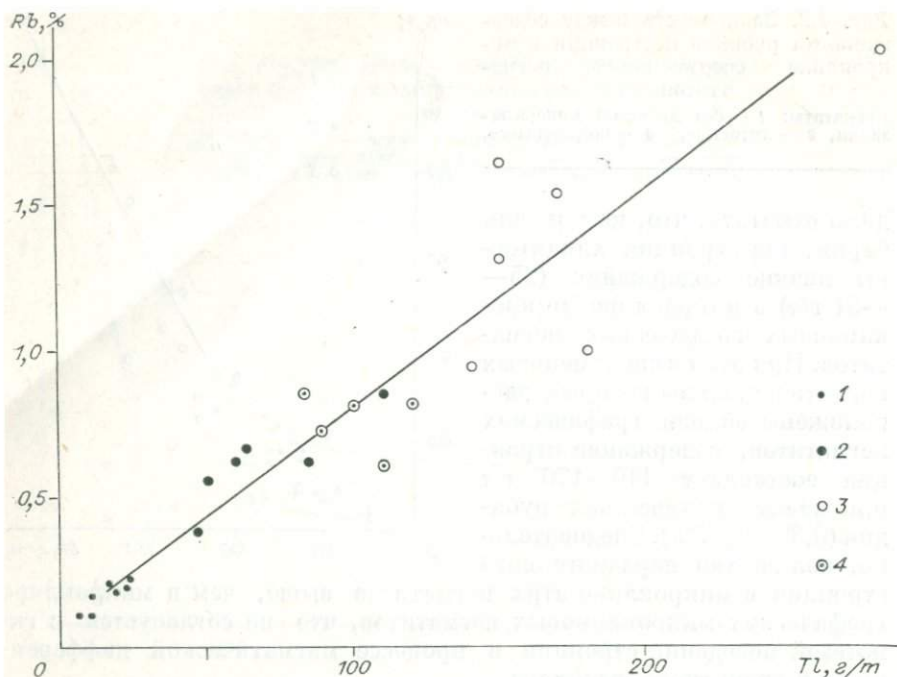


Рис. 4.3. Зависимость между содержаниями рубидия и таллия в микроклине сподуменовых пегматитов.

Пегматиты: 1 — без литиевой минерализации, 2 — литиевые, 3 — комплексные, 4 — комплексные с проявлением альбитизации.

комплекса (см. табл. 4.7). Эта закономерность подчеркивалась ранее Н. Г. Сретенской [1962]. Имеющиеся данные по сподуменовым пегматитам Северо-Запада СССР [Гордиенко и др., 1978] показывают, что количество Tl в калиевых полевых шпатах от ранних по времени образования типов пегматитов к более дифференцированным поздним типам возрастает. Содержание Tl в калиевых полевых шпатах достигает 800 г/т, а в слюдах — 500 г/т; в других минералах оно низкое. Н. А. Солодовым [1962] приводятся следующие данные по содержаниям Tl в других минералах пегматитов: в сподумене — 2—4 г/т, берилле — 4—6, петалите — 5, амблигоните — 2,5, турмалине — 17,5 г/т.

Свинец. Данные по содержаниям свинца в сподуменовых пегматитах очень немногочисленны. Его количество (см. табл. 4.7) понижается к позднему магматическому альбит-кварц-сподумен-микроклиновому комплексу от литиевых пегматитов к комплексным. В процессе послемагматического замещения свинец выносится из пегматита. Минералом-концентратором свинца является микроклин, где его содержание достигает 180 г/т. Имеющиеся данные по содержанию свинца в микроклинах других полей сподуменовых пегматитов показывают, что для них тоже характерны относительно высокие

концентрации свинца (22—69 г/т). При этом наблюдается отчетливое понижение содержаний свинца в последовательных генерациях микроклина в процессе послемагматического замещения пегматитов.

Как видно из приведенных данных, поведение Ba, Sr, Tl и Pb в сподуменовых пегматитах различно. Для бария характерно понижение его содержаний от ранних комплексов к поздним при кристаллизации магматического расплава и повышение в растворах, производящих послемагматическое замещение. Этим сподуменные пегматиты существенно отличаются от пегматитов формации высоких давлений. Количество стронция в сподуменных пегматитах зависит от количества в них ^{87}Rb . Стронция больше в пегматитах с большим содержанием рубидия, имеющих докембрийский возраст. Таллий накапливается в процессе дифференциации пегматитового расплава, так что его концентрации максимальны в альбит-кварц-сподумен-микроклиновом комплексе комплексных пегматитов; при послемагматическом замещении он выносится. Количество свинца понижается в позднемагматическом альбит-кварц-сподумен-микроклиновом комплексе, затем он интенсивно выносится из пегматита при послемагматическом замещении.

4.1.5. Летучие компоненты

Сподуменные пегматиты характеризуются низкими содержаниями H_2O (см. табл. 4.2), что связано с малым количеством в них водосодержащих минералов. Содержание H_2O возрастает в позднем кварц-мусковит-альбитовом комплексе, где повышено количество мусковита. Кроме мусковита, вода находится в берилле (2,20—0,67%), апатите (0,80%), амблигонит-монтебразите (6,0—4,2%) и турмалине (4,0—3,2%).

Содержание фтора в сподуменных пегматитах очень низко (0,02—0,04%), с чем связано, как и в случае H_2O , малое количество фторсодержащих минералов. Фтор содержится (в %) в мусковите (0,10—0,26), в очень редком лепидолите (2,93), апатите (3,66), амблигоните (2,05—3,05) и турмалине (0,34—0,96). Важно отметить, что в апатите фтор резко преобладает над H_2O , тогда как в фосфате ряда монтебразит — амблигонит H_2O преобладает над фтором (табл. 4.8). Отношение $\text{F}/\text{H}_2\text{O}$ возрастает соответственно от 0,36—0,6 до 4,6. Резкое преобладание H_2O над F характерно для пурпурита ($\text{F}/\text{H}_2\text{O} = 0,04$).

Среднее содержание хлора в сподуменных пегматитах практически не определялось. В мусковите из них оно составляет 0,054—0,114%, в лепидолите 0,078%, а отношение F/Cl изменяется от 0,9—3,0 в мусковите до 37,4 в лепидолите. Содержание P_2O_5 в сподуменных пегматитах составляет 0,30—0,56% и соответствует в основном количеству апатита и монтебразита в них. Бор обычно присутствует в очень малых количествах. Иногда его концентрация возрастает до 0,05%, в таких пегматитовых жилах наблюдается турмалин.

Изучение газовой-жидких включений в минералах сподуменных пегматитов — сподумене и кварце — показало, что они содержат

Химические анализы фосфата ряда монтебразит — амблигонит из сподуменовых пегматитов (%)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	F	Σ	-O=F ₂	Σ с погр. на F
1	1,62	0,08	33,76	0,23	He обн.	0,14	0,43	0,12	0,07	8,95	47,09	6,00	2,15	100,64	0,90	99,74
2	3,44	0,03	33,06	0,27	»	0,14	0,48	0,32	0,10	9,02	46,43	5,20	2,05	100,54	0,86	99,68
3	2,00	0,10	35,92	0,18	»	He обн.	0,35	0,07	0,03	9,90	47,22	4,00	1,67	101,44	0,70	100,74
4	0,82	0,12	35,30	0,10	»	»	0,31	0,04	0,01	10,08	48,09	4,34	2,43	101,64	1,02	100,62
5	1,50	0,04	33,01	0,23	»	0,17	0,64	1,10	0,10	8,83	46,54	5,41	3,35	100,92	1,49	99,43
6	1,86	0,06	33,74	0,12	»	0,18	0,20	0,84	0,08	8,69	47,78	4,20	3,50	101,25	1,47	99,78

Таблица 4.9

Содержание катионов и анионов (мг/экв) в водных вытяжках из кварца сподуменовых пегматитов

Комплексы	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Li ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Сумма	
									катионов	анионов
Альбит-кварц-сподумен-мик- роклиновый	0,0209	0,0952	0,0069	0,0022	0,0102	0,0320	0,0690	0,0035	0,1354	0,1045
	0,0340	0,0887	0,0123	0,0090	0,0081	0,0362	0,0570	0,0051	0,1521	0,1313
	0,0301	0,1059	0,0586	0,0116	0,0778	0,1265	0,1134	0,0037	0,2840	0,2436
Кварц-мусковит-альбитовый	0,0429	0,1021	0,0923	0,0112	0,0015	0,1302	0,0918	0,0040	0,2500	0,2260
	0,0183	0,0456	0,0006	0,0013	0,0770	0,0660	0,0540	0,0037	0,1428	0,1237

жидкую углекислоту и водный раствор в различных соотношениях. Встречаются также однофазовые включения жидкой углекислоты [Макагон, 1974б]. Такие включения характерны для сподумена и кварца литиевых и комплексных пегматитов, однако в поллците комплексных пегматитов включения с жидкой углекислотой отсутствуют. Следовательно, на начальных этапах кристаллизации сподуменовых пегматитов большую роль играла углекислота, причем именно ее высоким содержанием определялось повышенное давление летучих. Сподуменовые пегматиты формировались в условиях неспокойного тектонического режима, что обусловило снижение давления летучих к концу процесса их кристаллизации, так что поллцит и лепидолит образовались в условиях пониженного давления CO_2 .

Анализ водных вытяжек из кварца сподуменовых пегматитов (табл. 4.9) показал, что растворы флюидных включений здесь значительно богаче солями, чем в пегматитах формации высоких давлений [Макагон, Таусон, 1979]. При этом в кварце из позднемагматического альбит-кварц-сподумен-микроклинового комплекса HCO_3^- преобладает над Cl^- , тогда как в кварце из кварц-мусковит-альбитового комплекса наблюдается обратное их соотношение. Количество F^- в растворах флюидных включений очень мало. Среди катионов Na^+ резко преобладает над K^+ , значительную роль играют двухвалентные катионы Ca^{2+} и Mg^{2+} , иногда также Li^+ .

Таким образом, сподуменовые пегматиты характеризуются в целом низкими содержаниями летучих компонентов. В процессе их формирования большую роль наряду с H_2O играла углекислота. Парциальное давление и содержание F во флюидной фазе были низкими и возрастали только на завершающем этапе кристаллизации комплексных пегматитов, когда резко снижалось давление CO_2 и кристаллизовался лепидолит. В процессе послемагматического замещения возрастала роль воды и хлора.

Встречающиеся иногда в полях сподуменовых пегматитов жилы с оловянной минерализацией, связанной с кварц-мусковитовым и альбитовым замещением, могут быть обогащены H_2O и F , содержание которого в породе может достигать целых процентов. Но на особенностях геохимии таких пегматитов, выделяемых в особый тантал-олово-литиевый тип редкометалльных пегматитов [Шмакин, 1987], мы в данной работе не останавливаемся.

4.2. ПЕТАЛИТОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ

4.2.1. Петрогенные элементы

Как уже отмечалось, подформация петалитовых пегматитов характеризуется наиболее высокой степенью дифференциации пегматитовых тел и соответственно распределение петрогенных элементов в них очень неравномерно (табл. 4.10). Содержание SiO_2 изменяется от 94% в кварцевых ядрах до 46% в мусковитовых участках, в других зонах оно относительно стабильно. Изменение содержания Al_2O_3

Химический состав зон петалитовых пегматитов одного из полей Сибири (%)

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	70,95	72,60	67,32	94,04	71,06	71,11	73,89	74,23	45,96
TiO ₂	0,02	0,01	Не обн.	0,01	0,01	0,01	Не обн.	0,01	0,03
Al ₂ O ₃	16,38	15,19	15,96	2,32	15,01	16,15	15,63	15,12	35,50
Fe ₂ O ₃	0,38	0,18	0,17	0,10	0,09	0,20	0,10	0,07	0,27
FeO	0,73	0,73	0,33	0,51	0,29	0,58	0,76	0,87	0,14
MnO	0,09	0,03	0,01	0,01	0,01	0,05	0,04	0,06	0,26
MgO	0,16	0,20	0,16	0,08	0,29	0,32	0,16	0,08	0,05
CaO	0,91	0,45	1,08	0,45	1,20	0,68	0,80	0,79	0,02
Na ₂ O	2,50	6,32	2,08	0,40	6,36	8,20	2,72	3,86	0,35
K ₂ O	5,06	3,12	11,44	1,36	2,92	1,02	3,10	1,50	9,85
P ₂ O ₅	0,45	0,12	0,51	0,02	0,30	0,42	0,14	0,25	0,06
П. п. п.	1,97	0,70	0,90	0,23	0,80	0,80	0,94	1,09	4,57
F	0,10	0,03	0,01	0,01	0,05	0,03	0,04	Не обн.	0,82
Σ	99,60	99,65	99,96	99,53	99,34	99,54	98,28	97,93	97,06

Примечание. 1 — альбит-кварц-мусковитовая оторочка, 2 — кварц-альбитовый «фарфоровидный» агрегат. 3 — зона блокового калиевого полевого шпата, 4 — кварцевое ядро, 5 — среднепластинчатый альбитовый пегматит, 6 — мелкопластинчатый альбитовый пегматит, 7 — кварц-сподуменовые участки, 8 — участки блокового петалита, 9 — мусковитовые участки. Фтор входит в п. п. п., поэтому в сумме не учитывается.

противоположно SiO₂: в кварцевых ядрах оно минимально (2,32%), а в мусковитовых участках достигает 35,5%. Содержания TiO₂, Fe₂O₃, MgO низки, а их вариации незначительны. Для CaO и FeO характерно снижение содержаний в мусковитовых участках, в то время как количество MnO в последних значительно возрастает.

Наиболее резкие различия между зонами жил петалитовых пегматитов характерны для щелочей. При этом увеличение содержания Na₂O сопровождается понижением содержания K₂O, т. е. в процессе образования и этих пегматитов Na и K выступают как антагонисты. Калий концентрируется в зоне блокового калиевого полевого шпата и мусковитовых участках, тогда как натрий обогащает зоны и участки альбитового пегматита. Отношение Na/K изменяется в различных зонах и участках от 0,04 до 8. Относительно бедны K и Na кварцевые ядра и участки блокового петалита и кварц-сподуменовые. Для щелочей характерно также очень неравномерное распределение по простиранию пегматитовых тел, что обусловлено неоднородным расположением зон и в этом направлении.

Такое распределение щелочей в одной из пегматитовых жил приводит к обособлению в апофизе пегматитового материала в виде турмалинита и лепидолитового слюдита, а также интенсивному воздействию пегматитового флюида на отдельные участки вмещающих пород, приводящего к образованию в экзоконтактовой части жилы новой породы — биотитового слюдита. Как видно из табл. 4.11,

Химический состав пегматитов, турмалинита и слюдита одной из пегматитовых жил (%)

Окисел	1	2	3	4	5
SiO ₂	70,08	72,20	39,30	43,68	37,50
TiO ₂	0,02	0,07	0,05	0,05	1,55
Al ₂ O ₃	16,20	15,80	34,50	17,91	13,1
Fe ₂ O ₃	0,23	0,43	3,51	1,81	9,60
FeO	0,47	0,30	3,05	2,87	2,05
MnO	0,01	0,06	0,20	0,55	0,28
MgO	0,09	0,41	1,00	1,50	6,15
CaO	0,35	0,49	2,10	6,30	8,75
Na ₂ O	2,90	3,80	2,35	0,18	0,39
K ₂ O	8,40	2,94	1,17	8,31	5,19
P ₂ O ₅	0,08	0,43	0,22	4,30	0,36
П. п. п.	0,47	1,67	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H ₂ O	Не опр.	Не опр.	2,42	1,68	1,88
F	0,04	0,72	2,05	6,88	7,22
B ₂ O ₃	Не опр.	0,29	7,92	Не опр.	0,004
Li ₂ O	0,011	0,708	1,184	4,026	0,660
Rb ₂ O	0,332	0,461	0,144	1,860	1,11
Cs ₂ O	0,030	0,121	0,0461	1,086	3,57

Примечание. 1 — зона блокового калиевого полевого шпата, 2 — лепидолит-альбитовый пегматит, 3 — турмалинит, 4 — лепидолитовый слюдит, 5 — биотитовый слюдит (2 и 5 — по данным М. П. Глебова и др. [1974]).

распределение элементов в этой пегматитовой жиле очень неравномерное, особенно если учесть, что в ней присутствуют также кварцевое ядро и кварц-мусковитовая эндоконтактовая зона. Обращают на себя внимание высокие содержания H₂O и F, а также B₂O₃ и P₂O₅, способствовавшие обособлению расплава, из которого образовались слюдит и турмалинит. Очень важно подчеркнуть, что обособившаяся при формировании данной пегматитовой жилы в апофизе часть вещества очень бедна SiO₂ и обогащена алюминием и кальцием. Последний входит в состав апатита в слюдите или флюорита в турмалините. Сравнение химических составов лепидолитового слюдита (см. табл. 4.11) и мусковитовых участков пегматитовых жил (см. табл. 4.10) показывает, что для тех и других характерно низкое содержание SiO₂ и Na₂O, высокое — Al₂O₃ и K₂O.

Сравнивая распределение петрогенных элементов в сподуменовых и петалитовых пегматитах, необходимо подчеркнуть, что последние отличаются большей неравномерностью в распределении этих элементов, особенно щелочей, Si, Al и летучих, при этом для пегматитов обеих подформаций характерен антагонизм щелочей — калия и натрия.

4.2.2. Редкие щелочи

Литий. Распределение лития в петалитовых пегматитах рассматривается на примере одного из пегматитовых полей Сибири. В пределах пегматитового тела литий распределяется очень неравномерно (табл. 4.12). Повышенные его содержания отмечаются в альбит-кварц-мусковитовой оторочке висячего эндоконтакта, затем в зонах блокового калиевого полевого шпата и альбитового пегматита оно снижается. Максимальные концентрации лития наблюдаются в участках блокового петалита и кварц-сподуменового агрегата, где они достигают 1% и более, что на порядок превышает содержание его в других зонах, а также в участках с лепидолитом, в которых содержание лития достигает 0,25%. Такие вариации концентраций лития коррелируют с очень неравномерным распределением литийсодержащих минералов в пегматитовых телах. В отличие от сподуменовых пегматитов здесь широк круг минералов-концентраторов и носителей лития. Это петалит, сподумен, слюды мусковит-лепидолитового ряда, фосфаты лития (монтебразит-амблигонит, литиофиллит), а также калиевый полевой шпат зон блокового калиевого полевого шпата, содержащий до 0,04% Li.

В кварц-альбит-мусковитовой оторочке концентратором и носителем лития является мусковит (среднее 0,358% Li). Распределение лития в нем весьма неравномерно (табл. 4.13) и различия в содержании его достигают 4 раз.

Распределение лития в слюдах ряда мусковит — лепидолит в других зонах и участках также очень неравномерное. Лепидолит наблюдается в лепидолит-кварцевых участках, а также в зонах блокового калиевого полевого шпата, где он содержит 1,88—2,84%

Таблица 4.12

Содержание калия, натрия и редких элементов (%) в петалитовых пегматитах одного из полей Сибири

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
K	4,20	2,59	9,49	1,13	2,42	0,85	2,57	1,24	8,18
Na	1,85	4,68	1,54	0,01	4,71	6,07	2,02	2,86	0,26
Li	0,066	0,028	0,025	Не опр.	0,016	0,036	0,977	1,102	0,056
Rb	0,438	0,194	1,218	»	0,352	0,152	0,194	0,152	2,110
Cs	0,041	0,013	0,104	»	0,036	0,015	0,026	0,047	0,198
Be	0,015	0,007	0,009	»	0,030	0,017	0,010	0,014	0,023
Sn	0,038	0,012	0,002	»	0,008	0,018	0,004	0,010	0,028
Ta	0,017	0,006	0,008	»	0,059	0,017	0,010	0,009	0,877
Nb	0,012	0,003	0,002	»	0,011	0,006	0,004	0,005	0,026
K/Rb	9,6	13,4	7,8	—	6,9	5,6	13,2	8,2	3,9
K/Cs	102,4	199,2	91,3	—	67,2	56,7	98,8	26,4	41,3
Rb/Cs	10,7	14,9	11,7	—	9,8	10,1	7,5	3,2	10,7

Примечание. 1—9 — название зон и участков (см. табл. 4.10).

Таблица 4.13

Содержание щелочных элементов (%) в мусковите кварц-альбит-мусковитовой оторочки

Номер образца	K	Na	Li	Rb	Cs	K/Rb	Rb/Cs	K/Cs
1	8,00	0,32	0,346	1,56	0,212	5,1	7,4	37,7
2	8,20	0,49	0,256	1,56	0,230	5,3	6,8	35,7
3	8,00	0,42	0,406	1,50	0,226	5,3	6,6	35,4
4	8,60	0,44	0,346	1,54	0,284	5,6	5,4	30,3
5	8,10	0,67	0,248	1,42	0,222	5,7	6,4	36,5
6	7,80	0,65	0,218	1,44	0,173	5,4	8,3	45,0
7	8,20	0,38	0,842	1,78	0,254	4,6	7,0	32,3
8	8,10	0,27	0,266	1,64	0,290	4,9	5,7	27,9
9	7,20	0,56	0,298	1,40	0,192	5,1	7,3	37,5
Среднее...	8,02	0,47	0,358	1,54	0,231	5,2	6,7	34,7

Примечание. Образцы взяты по простиранию жильной серии.

лития, однако в этих же пегматитах наблюдается и мусковит с содержанием лития 0,06%. Следовательно, образование слюд происходило неодновременно, хотя часто они отличаются только размером кристаллов. При этом обычно в лепидолит-кварцевых участках крупнокристаллические слюды обогащены литием, тогда как мелкочешуйчатая слюда обеднена им (табл. 4.14) и представлена мусковитом. При наличии топаза в жилах наблюдается замещение его лепидолитом с содержанием лития 1,95%. Слюды, образующиеся в процессе замещения микроклина тонкокристаллическим альбитом, бедны литием. С петалитом ассоциируют мусковит и редко — лепидолит, а в участках кварц-сподуменового агрегата содержится только мусковит (не более 0,66% Li). Для поздних генераций характерно снижение содержания лития.

Анализ проб слюд ряда мусковит — лепидолит из жил петалитовых пегматитов показывает, что разрыв в содержаниях лития между мусковитом и лепидолитом отсутствует (табл. 4.15), хотя слюды с содержанием 1—1,5% Li встречаются реже, чем с большим и мень-

Таблица 4.14

Содержание щелочных элементов (%) в крупных и мелких кристаллах слюды из лепидолит-кварцевых участков

Слюда	K	Na	Li	Rb	Cs
Крупнокристаллическая	7,50	0,16	2,32	3,18	0,650
Мелкокристаллическая	8,00	0,43	0,06	1,92	0,294
Крупнокристаллическая	7,75	0,29	2,50	2,32	0,613
Мелкокристаллическая	8,42	0,36	1,75	2,14	0,348
Крупнокристаллическая	7,88	0,68	2,41	2,85	0,900
Мелкокристаллическая	8,30	0,37	0,36	1,50	0,388

Содержание щелочных элементов (%) в слюдах ряда мусковит — лепидолит

Слюда	Кол-во проб	K	Na	Li	Rb	Cs	Rb/Cs
<i>Верхние горизонты жильной серии</i>							
Лепидолит	5	7,22	0,24	2,16	2,74	0,820	3,34
	3	7,33	0,22	1,72	2,61	0,660	3,96
Мусковит — лепидолит	3	7,92	0,38	0,815	1,69	0,264	6,40
Мусковит	5	7,98	0,42	0,486	1,61	0,276	5,83
	4	7,91	0,30	0,0946	2,18	0,337	6,47
<i>Нижние горизонты жильной серии</i>							
Лепидолит	3	8,10	0,28	2,07	2,43	0,417	5,83
	7	7,95	0,54	2,34	2,50	0,678	3,69
Мусковит — лепидолит	4	8,34	0,49	1,69	2,16	0,358	6,03
Мусковит	1	8,12	0,65	1,34	2,38	0,588	4,05
	4	8,47	0,53	0,790	1,98	0,198	10,0
	4	8,00	0,17	0,330	2,22	0,267	8,31

шим его количеством. По данным Р. Ринальди с соавторами [Rinaldi a. o., 1972], для петалитовых пегматитов месторождения Берник-Лейк наблюдаются колебания в содержаниях Li в слюдах мусковит-лепидолитового ряда в интервале 0,2—1,45%, что, возможно, связано с недостаточным количеством изученных проб. Изучение распределения лития в слюдах в вертикальном разрезе жил показало, что различий в его содержаниях между нижними и верхними частями нет (см. табл. 4.15).

Концентрации лития в калиевых полевых шпатах петалитовых пегматитов составляют от 0,0004 до 0,053%. При этом высокие его содержания наблюдаются в участках с литиевой минерализацией, где литий концентрируется обычно в количествах более 0,01% (табл. 4.16). Начальный этап замещения калиевого полевого шпата кварц-альбитовым агрегатом фиксируется повышением степени его упорядоченности и выносом редких щелочей, в том числе лития, содержание которого снижается до 0,0001%. Так, детальное опробование одного из крупных кристаллов калиевого полевого шпата показало, что в неизменном минерале содержится 0,010—0,015% лития, а в «упорядоченном» его содержание понижается до 0,0008% (табл. 4.17).

Сравнение содержаний лития в калиевых полевых шпатах различных горизонтов жильной серии показывает, что для ее нижних горизонтов характерны пониженные его концентрации (см. табл. 4.16), в среднем составляющие 0,023%. Здесь даже в участках с литиевой минерализацией содержание лития в калиевом полево шпате не превышает 0,039%, тогда как в верхних горизонтах оно достигает 0,050%, составляя в среднем 0,030%. Можно предполагать, что в процессе формирования пегматитов про-

Таблица 4.16

Содержание щелочных элементов (%) в калиевых полевых шпатах жилы пегалитовых пегматитов

№ п/п	K	Na	Li	Rb	Cs	Rb/Cs
<i>Верхние горизонты жильной серии</i>						
1	10,40	1,60	0,048	1,74	0,194	9,0
2	11,10	0,98	0,010	2,34	0,356	6,6
3	10,60	1,62	0,035	1,64	0,176	9,3
4	11,50	1,34	0,032	1,52	0,176	8,6
5	11,10	1,44	0,032	1,50	0,168	8,9
6	10,40	1,48	0,038	1,82	0,242	7,5
7	11,0	1,16	0,033	3,00	0,394	7,6
8	11,3	1,10	0,012	1,58	0,186	8,5
9	11,8	0,98	0,016	1,71	0,206	8,3
10	11,1	0,99	0,024	2,82	0,392	7,2
11	10,6	1,22	0,018	1,78	0,196	9,1
12	10,60	1,30	0,050	1,90	0,270	7,0
13	10,30	1,20	0,027	1,76	0,230	7,7
14	10,60	0,88	0,017	2,36	0,350	6,7
15	11,3	1,02	0,046	1,46	0,232	6,3
16	11,3	0,75	0,049	1,70	0,306	5,6
17	11,3	1,04	0,021	1,28	0,172	7,4
18	11,1	1,08	0,047	1,22	0,168	7,3
19	11,4	1,25	0,032	1,14	0,136	8,4
20	10,8	1,23	0,019	1,12	0,156	7,2
21	11,4	0,88	0,023	1,38	0,192	7,2
<i>Нижние горизонты жильной серии</i>						
22	12,20	1,13	0,0195	1,27	0,046	27,6
23	12,30	0,39	0,0180	1,90	0,135	14,1
24	11,10	1,41	0,0175	1,81	0,167	13,4
25	10,60	1,83	0,0275	1,38	0,092	15,0
26	10,90	1,34	0,0275	1,56	0,094	16,6
27	11,20	1,50	0,0180	1,65	0,095	17,4
28	11,60	1,40	0,039	1,06	0,068	15,6
29	12,10	1,22	0,023	1,06	0,066	16,1
30	11,70	1,32	0,025	1,16	0,090	12,9
31	11,50	1,34	0,011	0,94	0,083	11,3

исходило обогащение остаточного расплава литием, что отразилось в обогащении им калиевого полевого шпата верхних частей жил. При кристаллизации слюд большую роль, видимо, играла неравномерность распределения элемента по простиранию жил, определяемая эманационной дифференциацией и поведением летучих в процессе становления пегматитовых тел.

В альбите содержание лития достигает 0,041%, оно возрастает обычно от внешних зон пегматитового тела к внутренним (табл. 4.18). Однако данные по содержаниям лития в мелкозернистом альбите и клевеландите, находящихся в пределах одной зоны, показывают, что в крупнокристаллическом альбите содержание лития, как и калия, значительно выше. Содержание Na в таких случаях понижено.

Содержание щелочных элементов (%) в крупном кристалле калиевого полевого шпата из петалитового пегматита

Часть кристалла	K	Na	Li	Rb	Cs	Rb/Cs	K/Rb	K/Cs
Неизменная								
центральная зона	11,1	0,98	0,010	2,34	0,356	6,57	4,7	31,2
внешняя зона	10,4	1,18	0,015	2,52	0,328	7,68	4,1	31,7
«Упорядоченная»								
центральная зона	12,3	0,63	0,0008	1,50	0,049	30,61	8,2	251,0
внешняя зона	11,8	0,65	0,003	1,68	0,073	23,01	7,0	161,6

При обособлении силикатно-фтористого расплава в отдельных апофизах наблюдается их обогащение литием. Образовавшиеся при этом турмалинит и слюдит (см. табл. 4.11) резко обогащены литием, особенно слюдит, где его содержание достигает почти 2%. Таких его содержаний не наблюдается ни в одной из зон пегматитовых тел. Обособление мусковитовых участков в жилах, где в отличие от лепидолитового слюдита содержание фтора невелико, не сопровождается значительным накоплением лития.

Рубидий и цезий. Петалитовые пегматиты характеризуются очень неравномерным распределением рубидия и цезия. Некоторые жилы их значительно обогащены этими элементами. Наиболее высокие концентрации рубидия и цезия наблюдаются в зонах блокового калиевого полевого шпата и в мусковитовых участках. Альбитовые зоны характеризуются низкими содержаниями этих элементов (см. табл. 4.12). Отношение K/Rb в зоне блокового калиевого полевого шпата снижается до 8, а в отдельных кристаллах этого минерала оно меньше 4, как и в мусковитовых участках. В последних также понижено отношение K/Cs, хотя минимальные значения отношений K/Cs и Rb/Cs отмечаются в участках блокового петалита.

Минералами-концентраторами и носителями рубидия и цезия в петалитовых пегматитах являются слюды и калиевые полевые шпаты, в которых содержание рубидия достигает соответственно 4 и 3%, а цезия — 1 и 0,4%. В лепидолитах концентрация цезия иногда может превышать 2% [Макрыгин и др., 1972]. Сравнение наших данных с таковыми для петалитовых пегматитов месторождения Берник-Лейк [Černý, Масек, 1972] показывает, что в калиевом полевым шпате изученного нами пегматита рубидий и цезий содержатся в больших количествах. При этом отношение Rb/Cs в неизменном калиевом полевым шпате сибирского пегматита ниже 10, тогда как на месторождении Берник-Лейк оно обычно выше. В изученных нами слюдах, особенно в лепидолите, содержания цезия также более высоки, чем приводимые Ринальди [Rinaldi a. o., 1972] для пегматитов канадского месторождения.

В кварц-альбит-мусковитовой оторочке концентратором и носителем Rb и Cs является мусковит. В нем содержится в среднем 1,54% Rb и 0,231% Cs (см. табл. 4.13). Распределение Rb и Cs в слю-

Содержание щелочных элементов (%) в альбите петалитовых пегматитов

Жил	Положение альбита в жиле	K	Na	Li	Rb	Cs	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
I	Кварц-альбит-мусковитовая оторочка	0,23	8,90	0,0025	0,0055	0,0004	51	575	14
	Клевеландит центральной части жилы	0,66	8,30	0,0410	0,0360	0,0068	18	97	5
II	Альбитовый пегматит лежащего контакта	0,17	8,65	0,0020	0,0035	0,0006	49	283	6
		0,16	8,80	0,0060	0,0030	0,0007	53	229	4
	Клевеландит под кварц-альбит-мусковитовой оторочкой	0,21	8,90	0,0055	0,0130	0,0016	16	131	8
	Клевеландит центральной части жилы Мелкозернистый альбит центральной части жилы	0,43	8,15	0,0095	0,0180	0,0020	24	215	9
0,41		8,00	0,0165	0,0240	0,0115	17	36	2	
		0,13	8,80	0,0030	0,0050	0,0009	26	144	6

дах ряда мусковит — лепидолит других зон определяется количеством лития в них и генетическими особенностями слюды. Так, лепидолиты всегда обогащены этими элементами (см. табл. 4.15), и в то же время высокие содержания Rb и Cs наблюдаются и в зеленом мусковите мусковитовых обособлений, завершающих кристаллизацию пегматитов.

Сравнение содержаний рубидия в слюдах с одинаковым количеством лития, взятых из различных горизонтов пегматитовых жил, показывает, что концентрирования рубидия относительно лития в верхних частях жил не происходит. Соотношение редких щелочных элементов в слюдах определяется особенностями процессов образования и не зависит от положения в вертикальном разрезе. Так, малолитиевые слюды одного из глубинных участков пегматитовой жилы обогащены рубидием, тогда как слюды верхних горизонтов жильной серии с большим содержанием лития содержат меньше Rb. Характерно отчетливое обогащение слюд верхних горизонтов цезием, в результате чего отношение Rb/Cs в них здесь значительно выше, чем в слюдах глубоких горизонтов. Однако наряду с этим в отдельных участках нижних горизонтов могут отмечаться относительно повышенные концентрации Cs в мусковите с низким содержанием лития (см. табл. 4.15).

В калиевых полевых шпатах содержания Rb и Cs изменяются в значительных пределах (см. табл. 4.16), при этом их концентрации возрастают от внешних зон первичной кристаллизации к внутренним и наиболее высоки в зоне блокового калиевого полевого шпата.

Поздние кристаллы микроклина обеднены рубидием и цезием. По простиранию зоны блокового калиевого полевого шпата содержание Cs изменяется в большей степени, чем рубидия (см. табл. 4.15).

В процессе изменения первичного калиевого полевого шпата при упорядочении его структуры происходит вынос рубидия и цезия, что отчетливо видно при сравнении их содержаний в неизменных и «упорядоченных» частях кристаллов (см. табл. 4.17). При этом наблюдается более значительный вынос цезия в начальную стадию процесса, так что отношения K/Cs и Rb/Cs резко возрастают. Дальнейшее замещение калиевого полевого шпата кварц-альбитовым тонкозернистым агрегатом сопровождается интенсивным выносом Rb и Cs, так что их содержания снижаются соответственно до 0,043 и 0,001%.

Сравнение калиевых полевых шпатов различных горизонтов жильных серий показывает, что Rb и Cs накапливаются в верхних частях пегматитовых тел (см. табл. 4.16). Здесь в первичном калиевом полевым шпате зоны блокового калиевого полевого шпата концентрации Rb иногда превышают 2%, тогда как на нижних горизонтах жил количество этого элемента в калиевых полевых шпатах обычно значительно ниже и в некоторых разрезах не достигает 1%. Таким образом, в первичных калиевых полевых шпатах, являющихся ранними продуктами кристаллизации пегматитового расплава-раствора, более отчетливо проявляется вертикальная дифференциация рубидия, чем в первичных слюдах.

Колебания содержаний цезия в калиевых полевых шпатах как верхних, так и нижних горизонтов жильной серии значительны (см. табл. 4.16). Изменение величины отношения Rb/Cs в калиевых полевых шпатах показывает, что от нижних горизонтов жильной серии к верхним происходит обогащение их цезием относительно рубидия, обычно отношение Rb/Cs в калиевых полевых шпатах в верхней части жильной серии меньше 10, а на нижних превышает 10. Сказанное указывает на устойчивое обогащение пегматитового расплава-раствора верхних горизонтов рубидием и цезием, причем последним в большей степени.

В альбите (см. табл. 4.18) количество рубидия изменяется от 0,0030 до 0,036%, содержание цезия в нем очень низко. Отмечается обогащение рубидием и цезием альбита внутренних зон пегматитовых тел, особенно когда он представлен клевеландитом. Отношение K/Cs в альбите центральных зон жил значительно ниже, чем во внешних зонах.

В описанной жильной серии отчетливо проявлено обогащение пегматитов рубидием, в другом поле петалитовых пегматитов содержание этого элемента в пегматитах значительно ниже (см. табл. 4.11), но наблюдающиеся в апофизе пегматитовой жилы слюдиты резко обогащены рубидием, здесь его содержание близко к количеству этого элемента в мусковитовых участках рассмотренной жильной серии. Цезий также концентрируется в этих слюдитах (до 1%).

Сравнение данных о распределении редких щелочей в изученных петалитовых пегматитах с имеющимися данными по пегматитам

Химический состав амфиболитов в зонах их экзоконтактового изменения около жил петалитовых негматитов (%)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	F	B ₂ O ₃	-F=O	Σ с поправкой на F
<i>Поле I</i>																			
1	49,10	1,69	13,48	2,51	12,66	0,24	5,66	9,94	2,44	0,22	0,008	0,003	0,001	0,22	2,05	Не обн.	Не обн.	Не обн.	100,17
2	47,52	1,67	13,24	3,15	10,96	0,27	7,70	11,31	1,90	0,28	0,040	0,003	0,002	0,25	1,66	»	»	»	99,95
3	48,98	2,06	11,58	2,64	14,36	0,28	6,10	7,85	2,21	0,15	0,590	0,014	0,010	0,29	2,11	0,10	»	0,04	99,28
4	49,25	1,71	13,88	2,46	11,85	0,31	6,32	9,11	1,75	0,85	0,620	0,083	0,017	0,19	1,23	0,30	»	0,10	99,83
5	44,04	1,80	12,08	1,90	11,49	0,20	5,85	5,32	0,03	4,62	0,970	2,830	2,760	0,29	4,30	1,20	»	0,50	99,18
6	50,26	1,45	13,36	4,07	9,51	0,33	6,35	7,01	1,15	0,61	0,350	0,042	0,010	0,32	4,48	0,20	»	0,08	99,42
7	49,64	1,56	14,49	2,85	13,29	0,23	8,66	1,19	0,14	0,22	0,300	0,204	0,005	0,06	7,32	0,12	»	0,05	101,01
8	48,16	1,78	13,03	2,47	11,31	0,25	6,45	6,66	0,75	0,32	0,360	0,031	0,030	0,28	6,32	3,55	»	1,49	100,06
9	43,88	1,82	12,61	4,31	9,51	0,57	6,41	9,39	0,31	0,41	0,320	0,089	0,051	0,31	6,19	6,55	»	2,75	99,98
10	68,22	0,44	11,30	2,53	7,72	0,12	2,90	1,60	1,77	0,13	1,615	0,010	0,004	0,17	0,93	0,20	»	0,08	99,58
<i>Поле II</i>																			
11	49,01	1,13	13,50	2,00	11,25	0,23	7,70	12,01	1,86	0,25	0,022	0,001	0,001	0,21	0,81	Не обн.	Не обн.	Не обн.	99,98
12	42,30	0,01	35,82	2,92	2,06	0,21	1,58	1,16	1,47	3,36	0,760	0,350	0,090	0,07	2,55	1,45	5,03	0,61	100,58
13	45,94	0,01	21,19	0,84	4,13	0,46	1,71	1,54	0,07	8,45	4,890	2,530	1,710	1,30	1,74	6,00	0,01	2,53	99,99
14	43,70	0,01	20,19	0,08	5,58	0,52	1,81	4,62	0,70	7,31	3,350	2,350	1,660	3,81	1,95	4,55	0,01	1,01	100,29
15	38,30	2,10	14,55	1,53	11,01	0,18	7,54	10,23	1,39	4,21	0,360	1,020	4,100	0,23	0,91	6,27	—	2,63	101,30

Примечание. 1 и 2 — неизменные амфиболиты; 3 — гольмквиститизированный амфиболит; 4 — гольмквиститизированный амфиболит с биотитом; 5 — однородный слюдит; 6 — интенсивно хлоритизированный амфиболит; 7 — хлоритолит; 8 — хлоритолит с флюоритом; 9 — хлоритолит с биотитом и флюоритом; 10 — кварц-гольмквиститовый сланец; 11 — неизменный амфиболит; 12 — слудисто-турмалиновая порода; 13 — апатит-циннвальдитовый слюдит; 14 — апатит-циннвальдитовый слюдит с «очками» альбита; 15 — флюорит-биотитовый слюдит. Химические анализы, кроме 10, взяты из работы В. Е. Загорского и В. М. Макагона [1980].

месторождения Берник-Лейк показывает, что в последних происходило более резкое обособление редких щелочей в отдельных участках пегматитового тела с образованием анхимономинеральных поллуцитовых или лепидолитовых зон с большей степенью концентрации в них соответственно цезия и лития, а также рубидия.

В процессе формирования жил петалитовых пегматитов, как уже указывалось выше, происходило метасоматическое преобразование амфиболитов в экзоконтактах жил, выразившееся в образовании гольмквиститовых сланцев, слюдитов и в различной степени измененных амфиболитов. Широко распространен также процесс хлоритизации, так что иногда образуется порода, почти полностью состоящая из хлорита [Загорский, 1977; Загорский, Макагон, 1980]. Формирование зон экзоконтактового изменения амфиболитов сопровождалось образованием ореолов редких щелочей около пегматитовых тел. Химический состав образованных при замещении пород показывает, что они обогащены редкими щелочами. Такое обогащение может быть избирательным — только литием (в зонах интенсивной гольмквиститизации) или всеми щелочами вместе. При образовании гольмквиститовых зон привносятся литий и кремний, выносятся Ti, Fe²⁺, Mg, Ca, в гораздо меньшей степени Al и Na (табл. 4.19). Биотитизация амфиболитов сопровождается привнесом K, Li, Rb, Cs, F, H₂O и часто P с выносом Ca, Na, Mg, Fe²⁺, иногда Fe³⁺ и Si.

Воздействие литий-фтористых флюидов, отделившихся от главной порции расплава, сопровождается наиболее резким концентрированием в измененных породах редких щелочей, а также иногда фтора, фосфора и бора (поле II, табл. 4.19).

Таким образом, редкие щелочи в петалитовых пегматитах распределяются очень неравномерно. Наблюдаются зоны и участки, обогащенные теми или другими щелочными элементами. Большую роль в концентрировании редких щелочей играют летучие компоненты (F, H₂O, P₂O₅, B). Вынос калия и редких щелочей, а также F, H₂O из пегматитов во вмещающие амфиболиты приводит к интенсивному замещению последних с образованием контрастных ореолов редких щелочей.

4.2.3. Тантал, ниобий, бериллий, олово

Тантал и ниобий. Содержания этих элементов в различных зонах петалитовых пегматитов изменяются в широких пределах (см. табл. 4.12). Наиболее высоки они в среднепластинчатом альбитовом пегматите и мусковитовых участках. Отношение Ta/Nb в петалитовых пегматитах всегда выше 1, наиболее низко оно в альбит-кварц-мусковитовой оторочке, возрастает во внутренних зонах, достигая максимальных значений в мусковитовых участках.

Основная часть этих элементов в петалитовых пегматитах находится в виде собственных минералов — колумбита-танталита, танталита, микролита, иксиолита. Широко распространен воджинит, особенно в зоне среднепластинчатого альбита, содержащий 67,4—

Содержание тантала и ниобия (г/т) в слюдах жилы петалитовых пегматитов

Минерал	Зоны и участки жилы	Ta	Nb	Ta/Nb
Мусковит	Альбит-кварц-мусковитовая оторочка висячего контакта	86,2	72,7	1,2
	Зона мелкопластинчатого альбита в лежащем контакте	117,1	115,6	1,0
	Зоны блокового калиевого полевого шпата и среднепластинчатого альбита	257	122,5	2,1
	Мусковитовые участки	361	51,6	7,0
Лепидолит	Лепидолит-кварцевые участки	269	90	3,0

82% Ta_2O_5 , 2,5—12,6% Nb_2O_5 и 6,85—10,2% SnO_2 [Луговской, Сурков, 1976].

Кроме собственных минералов, тантал и ниобий концентрируются в слюдах мусковит-лепидолитового ряда. При этом мусковит альбит-кварц-мусковитовой оторочки характеризуется относительно низкими содержаниями Ta и Nb, отношение Ta/Nb здесь равно 1,2 (табл. 4.20). В альбитовом пегматите лежащего бока жилы мусковит также содержит низкие концентрации Ta, а отношение Ta/Nb здесь равно 1. Слюды других зон относительно обогащены танталом, причем наиболее высоки содержания его в мусковите мусковитовых участков, а также в лепидолите. В них же понижены содержания ниобия, так что отношение Ta/Nb для этих слюд наиболее высоко.

Изучение танталовых минералов в петалитовых пегматитах месторождения Берник-Лейк показало, что отношение Ta/Nb в них возрастает от ранних зон к поздним, а воджинит образуется в наиболее поздних из них, где концентрируются олово и тантал [Grice a. o., 1972].

Сравнивая петалитовые пегматиты со сподуменовыми, необходимо отметить, что в первых распределение Ta и Nb гораздо более неравномерное, что связано в первую очередь с их большей минерально-структурной неоднородностью.

Бериллий. Распределение бериллия в телах петалитовых пегматитов неравномерно. Максимальные его содержания установлены в зоне среднепластинчатого альбита, а также в мусковитовых участках (см. табл. 4.12), т. е. в пегматитах, кристаллизующихся на поздних стадиях пегматитового процесса. При этом концентрация бериллия от ранних альбит-кварц-мусковитовой оторочки и зоны мелкопластинчатого альбита к поздним возрастает в 2 раза. Минимальными содержаниями бериллия характеризуются зоны блокового калиевого полевого шпата и кварц-альбитового «фарфоровидного» агрегата, образовавшегося по калиевому полевому шпату и петалиту.

Минералом-концентратором бериллия является берилл, другие минералы бериллия — фенакит и эвклаз — очень редки. Содержание бериллия в слюдах петалитовых пегматитов составляет 16—

27 г/т, так что слюды не играют значительной роли в балансе бериллия.

Олово концентрируется в альбит-кварц-мусковитовой оторочке и поздних мусковитовых участках рассматриваемых пегматитов (см. табл. 4.12). Повышенные его содержания отмечаются и в зоне мелкопластинчатого альбита лежащего бока жил. Таким образом, олово накапливается в самых ранних зонах тел петалитовых пегматитов и в участках, образовавшихся из порций расплава, обогащенных летучими компонентами. Центральные зоны блокового калиевого полевого шпата и среднепластинчатого альбита имеют низкие содержания олова.

Минералом-концентратором и носителем олова в петалитовых пегматитах является касситерит, содержание которого во внешних зонах пегматитовых тел максимально. В центральных зонах, наряду с касситеритом, олово концентрируется в воджините (6,85—10,2%). Накапливается оно также в слюдах ряда мусковит — лепидолит. При этом во внешних зонах пегматитовых тел его количество в мусковите максимально, во внутренних — относительно низко. Мусковит альбит-кварц-мусковитовой оторочки содержит 520 г/т Sn, а мусковит зоны мелкопластинчатого альбита — 330 г/т, тогда как в лепидолите и мусковите внутренних зон его содержание составляет 59—300 г/т.

4.2.4. Некоторые другие малые элементы

Барий. В петалитовых пегматитах по сравнению с пегматитами формаций высоких давлений содержания бария низки, и его распределение очень неравномерно (табл. 4.21). Последнее связано как с первичной неоднородностью пегматитовых тел, так и с неравномерностью наложения процесса послемагматической альбитизации микроклина. Наиболее высоко содержание бария в зонах блокового калиевого полевого шпата и «фарфоровидного» кварц-альбитового агрегата.

Минералом-концентратором и носителем бария является калиевый полевой шпат. В процессе первичной кристаллизации наблю-

Таблица 4.21

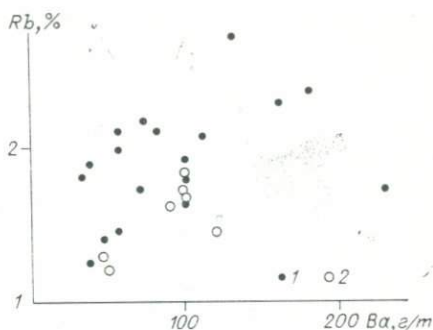
Средние содержания малых элементов (г/т) в петалитовых пегматитах и микроклине из них

Элемент	1		2		3		6		9
	Пегматит	Микроклин	Пегматит	Микроклин	Пегматит	Микроклин	Пегматит	Микроклин	Пегматит
Ba	Не опр.	81	87	805	130	69—805	65	690	20
Sr	20	113	Не опр.	110	120	140	25	74	130
Tl	32	165	5	63	170	242	11	85	190
Pb	2,5	12,7	Не опр.	7,5	9,2	16,5	Не опр.	7,9	2,7

Примечание. 1—3, 6, 9 см, в табл. 4.10.

Рис. 4.4. Соотношение содержания рубидия и бария в калиевом полевоом шпате петалитовых пегматитов.

Калиевый полевоый шпат: 1 — неизмененный в центральных зонах, 2 — в околосконтактовых зонах.



дается понижение содержания бария от внешней к внутренним зонам (см. табл. 4.21), хотя содержания его в калиевом полевоом шпате внешней зоны низки. При этом обратной зависимости между количествами бария и рубидия в калиевом полевоом шпате не наблюдается (рис. 4.4), как это отмечалось для сподуменовых пегматитов.

В процессе послемагматического изменения калиевый полевоый шпат резко обогащается барием на начальной стадии, когда процесс альбитизации еще не начался, а натрий выносятся вместе с литием, рубидием и цезием. Одновременно происходит структурное упорядочение калиевого полевоого шпата: переход его из моноклинной симметрии в триклинную. На этой стадии содержание бария в калиевом полевоом шпате превышает первичное иногда в 20 раз, тогда как понижение содержания щелочей менее значительно. Поскольку процесс изменения калиевого полевоого шпата происходит очень неравномерно, иногда в одном его блоке содержание бария изменяется более чем в 4 раза (от 180 до 780 г/т). В некоторых участках жил за счет интенсивного развития процессов изменения калиевого полевоого шпата содержание Ва в пегматите может возрастать до 130 г/т. Как уже отмечалось, в сподуменовых пегматитах также наблюдается увеличение содержания бария в микроклине при его замещении альбитом, но менее интенсивное. Концентрации его в калиевом полевоом шпате петалитовых пегматитов иногда достигают 2500—3000 г/т. Для образующегося при альбитизации позднего микроклина также характерны большие количества бария (до 1400 г/т). В связи с тем, что в центральных зонах наблюдается изменение калиевого полевоого шпата с привнесом бария, в табл. 4.21 указан интервал содержания этого элемента для блоковой зоны калиевого полевоого шпата.

Как и в полях сподуменовых пегматитов, в полях петалитовых пегматитов наблюдается резкое снижение содержания бария в микроклине от гранитов и внутригранитных пегматитов к микроклиновым пегматитам, залегающим в метаморфической толще. В микроклине последних оно составляет 38—200 г/т, тогда как микроклин внутригранитных пегматитов содержит до 7500—2400 г/т Ва.

Сравнение этих данных с данными табл. 4.21 показывает, что понижения содержания бария от микроклиновых пегматитов в метаморфических породах к петалитовым не наблюдается.

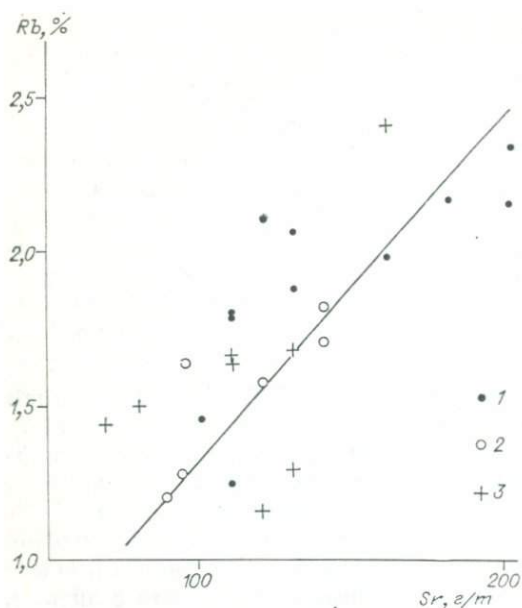


Рис. 4.5. Зависимость между содержаниями рубидия и стронция в калиевом полевом шпате петалитовых пегматитов.

Калиевый полевой шпат: 1 — неизменный в центральных зонах, 2 — околоконтактных зонах, 3 — измененный.

Стронций. В изученных

нами петалитовых пегматитах максимальные концентрации стронция наблюдаются в зоне блокового калиевого полевого шпата и мусковитовых участках (см. табл. 4.21). Для геохимии стронция в докембрийских петалитовых пегматитах так же, как и в сподуменовых их аналогах, определяющее

значение имеет высокое содержание рубидия в калиевых минералах — калиевом полевом шпате, лепидолите, мусковите. При радиоактивном распаде изотопа ^{87}Rb образуется ^{87}Sr . В связи с этим максимальные концентрации стронция обнаруживаются в пегматитовых зонах и участках с наиболее высокими содержаниями рубидия. Как видно из табл. 4.22, количество радиогенного стронция наиболее высоко в лепидолите и калиевом полевом шпате, содержащих максимальные количества рубидия. Содержания нерадиогенного стронция в минералах значительно ниже его радиогенной добавки. Однако корреляция между содержаниями рубидия и стронция в калиевом полевом шпате петалитовых пегматитов относительно слабая (рис. 4.5), что указывает на влияние геохимических процессов. Этим они существенно отличаются от сподуменовых пегматитов (см. рис. 4.2).

Таблица 4.22

Содержание радиогенного и начального стронция в минералах петалитовых пегматитов [Брандт и др., 1987]

Минерал	Rb, %	Sr, мкг/г	$\text{Sr}_{\text{нач}}$, мкг/г	$\text{Sr}_{\text{рад}}$
Калиевый полевой шпат	1,62	132,3	49,0	83,0
	3,29	230,0	27,2	202,8
Мусковит	1,97	136,8	9,22	127,58
Лепидолит	3,14	257,0	2,08	254,92
Альбит	0,285	13,75	10,6	3,15

Примечание. $\text{Sr}_{\text{нач}}$ — нерадиогенный начальный стронций, $\text{Sr}_{\text{рад}}$ — радиогенный стронций.

И в сподуменовых и в петалитовых пегматитах (см. табл. 4.7 и 4.21) максимальные концентрации стронция наблюдаются в калишпатовых зонах, а в петалитовых жилах также в мусковитовых участках.

Таллий. Петалитовые пегматиты, как и сподуменовые, характеризуются высокими концентрациями таллия. Наибольшие его содержания наблюдаются в зонах блокового калиевого полевого шпата и мусковитовых участках. Учитывая высокие содержания таллия в лепидолите (81—350 г/т), надо полагать, что в кварц-лепидолитовых участках он также накапливается.

В калиевом полево м шпате количество Tl возрастает от внешних зон к внутренним (см. табл. 4.21). Однако в процессе последующего кварц-альбитового замещения происходит значительный вынос этого элемента из калиевого полевого шпата, так что поведение таллия в петалитовых пегматитах повторяет в значительной степени его поведение в сподуменовых пегматитах.

Свинец. Содержания свинца в петалитовых пегматитах очень низки (см. табл. 4.21). Концентратором его является калиевый полевой шпат, однако содержания Pb в нем гораздо ниже (7,5—16,5 г/т), чем в микроклине сподуменовых пегматитов. В слюдах мусковит-лепидолитового ряда свинца также мало (2,7—6,3 г/т). От внешних зон пегматитовых тел к внутренним количество Pb в калиевом полево м шпате несколько возрастает, но при замещении его кварц-альбитовым агрегатом оно понижается.

Как видно из приведенных данных по содержаниям Ba, Sr, Tl и Pb, поведение этих элементов в процессе формирования петалитовых пегматитов имеет свои особенности. Концентрация бария, судя по первичному калиевому полево м шпату, понижается от внешних зон пегматитовых тел к внутренним, и затем резко возрастает при воздействии послемагматических растворов, производящих замещение калиевого полево м шпата кварц-альбитовым агрегатом. Содержание стронция в петалитовых пегматитах определяется как его концентрацией в пегматитовом расплаве, так и количеством радиоактивного стронция, образующегося при распаде ^{87}Rb . Таллий концентрируется в центральной зоне блокового калиевого полево м шпата, а также в мусковитовых и кварц-лепидолитовых участках. При послемагматическом замещении калиевого полево м шпата он выносится из пегматита.

4.2.5. Летучие компоненты

Содержание H_2O , как видно из данных по потерям при прокаливании, в петалитовых пегматитах относительно высоко (см. табл. 4.10 и 4.11) и значительно выше, чем в сподуменовых пегматитах. При этом наиболее высоко количество H_2O в зонах и участках, содержащих значительные количества мусковита — в альбит-кварц-мусковитовой оторочке, мусковитовых участках, а также в лепидолит-альбитовых зонах. Кроме мусковита, вода находится в лепидолите (2,09—3,52%), берилле (0,62—2,40%), апатите (0,20—1,27%), ам-

блигонит-монтебразите (3,20—5,30%), турмалине (2,46—3,57%) и топазе (1,80%).

Содержание фтора в петалитовых пегматитах в целом выше, чем в сподуменовых пегматитах, и распределен он в пегматитовых телах очень неравномерно. Наиболее богаты фтором зоны и участки жил со значительным содержанием слюд мусковит-лепидолитового ряда. В лепидолитовом слюдите апофизы одного из пегматитовых тел его содержание достигает 6,88%. В мусковитовых участках центральных частей пегматитовых тел количество фтора составляет 0,82%, а в лепидолит-альбитовых зонах — 0,72% (см. табл. 4.10 и 4.11).

В петалитовых пегматитах широко распространены фторсодержащие минералы — лепидолит, литиевый мусковит, амблигонит-монтебразит, апатит, топаз и флюорит. Высоки содержания фтора в зонах экзоконтактных изменений вмещающих пород, где они достигают 6,0—7,2%. Здесь фтор концентрируется в флюорите, апатите и слюдах. В петалитовых пегматитах, в отличие от сподуменовых, наблюдаются участки, где фтор преобладает над H_2O (в кварц-лепидолитовых образованиях).

В слюдах наблюдается четкая прямая корреляция содержаний фтора и лития. Как и в сподуменовых пегматитах, в апатите фтор резко преобладает над H_2O (табл. 4.23), тогда как в амблигонит-монтебразите обычно обратное соотношение, и только в обогащенных фтором жилах последний преобладает над H_2O и в этом литиевом фосфате. Такое распределение F и H_2O между указанными фосфатами видимо, определяется кристаллохимическими особенностями последних.

Среднее содержание хлора в петалитовых пегматитах не определялось. В слюдах мусковит-лепидолитового ряда оно составляет 0,030—0,145%, причем обычно в лепидолите хлора меньше, чем в мусковите, но иногда наблюдается обратная картина [Макагон, Таусон, 1979]. Отношение F/Cl всегда возрастает от мусковита (0,8—41,6) к лепидолиту (50,3—132).

Содержание P_2O_5 значительно колеблется в разных зонах петалитовых пегматитов и определяется количествами апатита и монтебразита-амблигонита, реже литиофилита. В мусковитовых участках содержание P_2O_5 очень низко, тогда как в лепидолитовом слюдите оно максимально для пегматитов (4,3%). Видимо, такое распределение P_2O_5 отражает различное поведение фосфора при образовании водных и фтористых ликватов.

Бор в петалитовых пегматитах находится или в очень малых количествах, когда турмалин отсутствует, или, наоборот, резко обогащает все зоны. Так, в лепидолит-альбитовом пегматите содержание B_2O_3 составляет 0,29% (см. табл. 4.11). В боковых частях апофизы слюдитового одного из пегматитовых тел наблюдаются зоны турмалинита, содержащие 7,92% B_2O_3 .

Изучение водных вытяжек из кварца петалитовых пегматитов (табл. 4.24) показало, что растворы газовой-жидких включений в нем относительно богаче солями, чем в кварце сподуменовых пегматитов (см. табл. 4.8). При этом концентрация Cl^- превышает содержание

Химический состав апатита и монтебразита-амблигонита из петалитовых негматитов (%)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	MnO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	H ₂ O ⁺	F	Σ	-O=F ₂	Σ с по- правкой на F
<i>Апатит</i>																
1	0,51	He обн.	0,25	0,30	2,10	0,04	52,57	41,22	0,03	0,03	0,02	0,34	3,92	101,23	1,65	99,68
2	0,06	»	0,07	0,15	3,16	He обн.	52,21	41,49	0,01	0,03	0,07	0,20	3,50	100,95	1,47	99,48
3	0,72	»	0,10	0,13	4,33	»	50,30	41,48	He обн.	0,03	0,07	1,27	3,15	101,58	1,33	100,25
4	1,12	»	0,15	0,36	4,25	»	50,80	41,22	»	0,02	0,03	0,81	3,14	101,90	1,32	100,58
5	0,84	»	0,48	0,11	1,86	0,03	52,23	41,22	0,15	0,04	0,02	0,37	3,67	101,02	1,57	99,48
6	0,07	»	0,10	0,15	1,38	0,01	53,79	41,79	0,02	0,04	0,01	0,45	3,87	101,67	1,63	100,04
7	0,04	»	0,10	0,07	5,32	He обн.	50,47	41,22	0,03	0,03	0,03	0,20	3,67	101,18	1,54	99,64
<i>Монтебразит-амблигонит</i>																
8	0,01	0,04	38,55	0,11	He обн.	0,11	0,05	44,92	0,02	0,27	9,30	3,20	5,15	101,72	2,16	99,56
9	0,97	0,02	34,04	0,15	»	0,18	0,24	48,18	0,04	0,29	9,26	4,00	4,20	101,57	1,76	99,81
10	1,17	0,11	33,04	0,18	0,06	0,15	0,55	47,70	0,04	0,39	9,17	5,00	4,00	101,56	1,68	99,88
11	1,21	0,03	33,76	0,18	He обн.	0,11	0,28	47,72	0,07	0,39	8,70	4,60	4,30	101,35	1,81	99,54
12	0,66	He обн.	34,40	0,07	0,03	0,01	1,94	46,65	0,02	0,13	9,39	5,21	1,70	100,21	0,71	99,50
13	2,72	0,05	34,0	0,07	0,01	0,01	2,62	45,23	0,46	0,08	9,13	4,64	1,05	100,07	0,44	99,63
14	0,08	He обн.	34,40	0,15	He обн.	He обн.	1,50	47,52	0,02	0,33	9,60	4,92	2,77	101,29	1,17	100,12
15	0,44	0,14	34,60	0,11	»	0,01	0,55	48,09	0,04	0,10	10,01	5,30	1,20	100,59	0,50	100,09
16	1,61	He обн.	34,89	0,11	»	He обн.	0,35	47,52	0,02	0,74	9,47	2,40	6,10	103,21	2,57	100,64
17	0,60	0,09	35,35	0,11	0,04	»	1,77	47,52	0,05	0,05	9,69	4,68	1,38	101,33	0,58	100,75
18	2,09	He обн.	35,72	0,16	0,05	»	0,96	46,37	0,30	0,29	9,69	3,20	3,04	101,91	1,28	100,65

Содержание катионов и анионов (мг-экв/л) в водных вытяжках из кварца петалитовых пегматитов

№ п/п	Катионы					Анионы			Сумма	
	K ⁺	Na ⁺	Li ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	F ⁻	HCO ₃ ⁻	катионов	анионов
1	0,038	0,090	0,092	0,020	0,008	0,162	0,001	0,096	0,248	0,259
2	0,051	0,082	0,078	0,026	0,006	0,106	0,002	0,153	0,243	0,261
3	0,041	0,092	0,144	0,018	0,007	0,209	0,001	0,111	0,302	0,321
4	0,069	0,205	0,308	0,022	0,010	0,412	0,002	0,144	0,614	0,558
5	0,028	0,123	0,203	0,027	0,008	0,246	0,002	0,102	0,389	0,348
6	0,013	0,059	0,019	0,008	0,005	0,090	0,001	0,021	0,104	0,112
7	0,016	0,056	0,013	0,001	0,004	0,068	0,001	0,022	0,089	0,091
8	0,024	0,114	0,013	0,007	0,009	0,139	0,001	0,048	0,168	0,189
9	0,016	0,061	0,026	0,003	0,006	0,092	0,002	0,033	0,112	0,127
10	0,022	0,069	0,010	0,004	0,007	0,097	0,002	0,030	0,112	0,129

HCO₃⁻, а количество фтора очень мало. Среди катионов Na⁺ резко преобладает над K⁺, содержания Ca²⁺ и Mg²⁺ относительно низки. Очень высоко содержание Li⁺, так что иногда он является главным катионом растворов, а его количество превышает суммарное содержание других катионов. Наиболее высока концентрация лития в растворах включений из кварца участков, содержащих литиевые минералы.

Таким образом, для петалитовых пегматитов характерна наиболее высокая неоднородность в распределении летучих компонентов как в пегматитовых телах, так и между пегматитовыми жилами. В пегматитах наблюдаются участки, резко обогащенные водой или фтором, в них концентрируются редкие щелочи, таллий, а также иногда тантал.

4.3. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Редкометалльные сподуменовые и петалитовые пегматиты характеризуются высокими концентрациями редких щелочей, Ta, Nb, Be, Sn и повышенными Tl. Содержания Ba очень низки, для Sr характерна значительная роль его радиогенного изотопа (в докембрийских пегматитах). Содержания Pb низки, особенно в петалитовых пегматитах.

Сподуменовые пегматиты отличаются низким содержанием в минералах летучих компонентов и высокой ролью CO₂ при их формировании. В процессе их кристаллизации и магматической дифференциации происходит накопление редких щелочей, а при последующем послемагматическом замещении наблюдается вынос их из пегматитов с образованием мощных зон экзоконтактных ореолов. При этом для пегматитов с литиевой специализацией наблюдается равномерное накопление редких щелочей от раннего магматического комплекса

к позднему, а при послемагматическом замещении пегматитов литий выносятся в большей степени, чем рубидий и цезий. В комплексных пегматитах процесс магматической дифференциации пегматитового расплава сопровождается резким концентрированием цезия, послемагматическое изменение этих пегматитов приводит к интенсивному выносу цезия и лития, в меньшей степени рубидия. Тантал и ниобий концентрируются в зонах кварц-мусковит-альбитового замещающего комплекса. Между содержаниями бериллия в различных комплексах сподуменовых пегматитов нет существенных различий. Олово концентрируется в раннем сподумен-кварц-альбитовом комплексе и иногда в поздних замещающих кварц-мусковитовом и альбитовом комплексах.

Сравнение содержаний бария в микроклинах сподуменовых пегматитов и неспециализированных пегматитов массивов гранодиорит-гранитной формации показывает, что сподуменные пегматиты не могут являться продуктом магматической дифференциации гранитоидов этих массивов. Дифференциация гранитных расплавов приводит к образованию микроклиновых («безрудных») пегматитов, калиевый полевой шпат которых содержит очень низкие концентрации бария. В сподуменовых пегматитах микроклин характеризуется более высокими содержаниями этого элемента. На начальном этапе процесса альбитизации происходит значительное концентрирование бария в микроклине, обусловленное, видимо, высоким его содержанием в послемагматических растворах, под воздействием которых происходило замещение пегматитов.

Содержание стронция в калиевых полевых шпатах докембрийских редкометалльных пегматитов определяется как его первоначальными концентрациями, так и количеством радиогенного изотопа ^{87}Sr , образовавшегося при распаде ^{87}Rb . В калишпатах пегматитов, имеющих молодой возраст, содержания стронция очень низки.

Петалитовые пегматиты кристаллизовались в условиях относительно низких давлений. Главными летучими компонентами в процессе их формирования были H_2O и F , значительную роль могли играть P , V и CO_2 . Для этого процесса характерно широкое развитие ликвационных явлений, определяющих условия концентрирования редких щелочей и тантала. Ликвация пегматитового расплава обусловила высокую неоднородность в распределении редких элементов в петалитовых пегматитах вплоть до образования анхимономинеральных зон и участков.

При сравнении содержаний бария и свинца в калиевых полевых шпатах петалитовых пегматитов и пегматитов, связанных генетически с массивами гранитоидов известково-щелочного ряда, устанавливается, что петалитовые пегматиты не являются продуктом магматической дифференциации массивов этих гранитоидов.

Особенности распределения редких щелочей в сподуменовых и петалитовых пегматитах и их поведения в процессах образования этих пегматитов определяются летучими компонентами пегматитовых расплавов.

ГЕОХИМИЯ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

В формацию миароловых гранитных пегматитов входят как камерные (внутригранитные) пегматиты, формирующиеся при относительно низких давлениях, так и жильные (перемещенные) пегматиты различной специализации и разного давления, в которых образуются первичные или вторичные полости. При этом вторичные полости могут возникать как в пегматитовых телах, не имеющих какой-либо специализации, так и в слюдоносных, и в редкометалльных пегматитах.

Главной общей геохимической особенностью миароловых пегматитов является их обогащенность летучими компонентами, в то время как другие элементы могут иметь разные уровни содержаний. Высокая концентрация летучих компонентов при образовании миароловых пегматитов подчеркивается постоянным присутствием в них одного или нескольких минералов этих компонентов: фтора (топаз, флюорит), бора (турмалин), углекислоты (карбонаты) и воды (слоистые силикаты, включая глинистый материал заполнения пустот). В газовой-жидких включениях различных миароловых пегматитов отмечены также Cl , H_2S , CH_4 и другие углеводороды, фосфорные анионы.

Общепринятой группировки миароловых пегматитов по минеральному составу или практической значимости пока не существует. Сделана лишь первая попытка их классификации на основе иерархического подхода, с учетом давления при образовании, минерального состава и типа минерализации [Загорский, Шмакин, 1987].

В геохимическом отношении формация миароловых пегматитов изучена крайне недостаточно. К настоящему времени детальные геохимические исследования выполнены лишь в Забайкалье. Здесь изучены разнообразные миароловые пегматиты Борщовочного кряжа [Татаринов, 1974; Татаринов, Шмакин, 1976], камерные пегматиты Адун-Челонского гранитного массива [Гребенщикова, 1974] и недавно обнаруженные пегматитовые жилы с цветными турмалинами в Малханском хребте [Загорский и др., 1987]. Имеется большой, хотя и недостаточно систематизированный материал по камерным пегматитам Украины и Казахстана.

Именно с объектов Забайкалья мы и начнем описание геохимических особенностей миароловых пегматитов и их материнских гранитов. При характеристике поведения отдельных групп элементов будут приведены также примеры по пегматитам из некоторых других регионов.

Борщовочный кряж издавна известен как регион широкого развития гранитных пегматитов с занорышами [Ферсман, 1960], из которых в течение многих лет добывались кристаллы турмалинов, ювелирных бериллов, топазов, кварца, полевых шпатов.

Таблица 5.1

Средние содержания некоторых элементов (K, Na и F — %; остальные — г/т) в разновидностях пегматитоносных гранитов Борщовочного края (по А. В. Татариниу)

Комплекс	Граниты (число проб)	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Pb	Zn	Sn	F
Борщовочный, Шивкинский массив	Порфиroidные биотитовые (20—35)	3,6	2,8	60	185	10	1175	403	28	58	4,5	0,10
	Средние и мелкозернистые, иногда гнейсовидные, биотитовые (20—32)	4,4	2,4	45	210	9	950	294	45	53	4,2	0,058
	Жильные лейкократовые и двуслюдяные (6—7)	4,2	2,4	40	226	9	470	175	62	40	2,8	0,046
Кукульбейский, Кангинский массив	Порфиroidные биотитовые (4—8)	3,2	2,8	96	138	15	965	300	30	69	9,0	0,070
	Те же граниты, мусковитизированные и альбитизированные (3)	3,2	2,9	261	265	23	300	217	53	102	16	0,17
	Мелкозернистые двуслюдяные (от 3 до 12)	2,8	3,2	89	308	19	82	61	44	18	18	0,040
	Двуслюдяные (4—5)	2,8	3,1	216	392	24	125	70	—	—	—	0,11
	Жильные турмалиновые (1)	1,4	3,7	160	184	6	—	—	—	—	—	0,11
Средний гранит, по А. П. Виноградову [1962]		3,3	2,8	40	200	5	830	300	20	60	3,0	0,080

Примечание. Прочерк — данные отсутствуют.

В структурном плане это крупный антиклинорий, в котором выделяются три структурных яруса: рифейский, палеозойский и мезозойский. До 70% площади сложено гранитами, среди которых главное значение имеют юрские граниты — материнские для пегматитов района. Они подразделены на два гранитных комплекса: борщовочный (средняя юра) и кукульбейский (верхняя юра).

Минеральный и химический состав гранитов борщовочного и кукульбейского комплексов весьма разнообразен — в зависимости от положения в пределах массивов, уровня эрозионного среза и степени проявления наложенных процессов. Общим для обоих комплексов является их принадлежность к породам, пересыщенным кремнеземом и глиноземом, с умеренным количеством щелочей. Гранитам борщовочного комплекса свойственны относительно низкие величины n (по А. Н. Заварицкому) в связи с постоянным преобладанием калия над натрием (табл. 5.1). В гранитах кукульбейского комплекса величина n и отношение $a : c$ значительно выше, хотя по общей щелочности те и другие граниты относятся к одной группе. Заметим, что, по мнению В. В. Архангельской [1964], низкое значение величины n — отличительная черта гранитов Забайкалья, являющихся материнскими для хрусталоносных пегматитов.

Сравнение со средними содержаниями калия и натрия в гранитоидах [Виноградов, 1962] показывает, что в гранитах борщовочного комплекса калия больше среднего, а в гранитах кукульбейского комплекса — ниже. В кукульбейских гранитах выше соответственно содержания натрия — как правило, они превышают кларк, а в борщовочных гранитах наблюдается обратная картина.

Как показало изучение распределения элементов-примесей, во всех гранитах района наблюдаются повышенные, по сравнению с кларковыми, концентрации лития, цезия и свинца. Максимальные содержания рубидия, цинка, олова и фтора, превышающие средние для гранитов в 1,5—6 раз, отмечены в кукульбейских гранитах. В борщовочном же комплексе обычно несколько повышены концентрации бария и стронция, в то время как в кукульбейских гранитах концентрации этих элементов, как правило, в 3—10 раз ниже средних и только в порфириовидных биотитовых гранитах Кангинского массива близки к средним.

Как будет ясно из дальнейшего изложения, геохимические особенности материнских гранитов Борщовочного кряжа находят отражение в геохимии мнароловых пегматитов.

Верхнеюрский А д у н - Ч е л о н с к и й гранитный массив расположен в юго-восточном окончании Агинской плиты Восточного Забайкалья. Это округлый в плане концентрически-зональный интрузив площадью около 80 км². Внешняя зона — порфириовидные биотитовые граниты, далее идут гранит-порфиры, а в центре — мелкозернистые граниты. По химическому составу (SiO₂ 73,4; Al₂O₃ 14,5; CaO 1,0; Na₂O 3,5; K₂O 4,8; F 0,17%) и геохимическим особенностям это плюмазитовые редкометалльные граниты [Таусон, 1977].

В пределах массива известно около трехсот пегматитовых тел, основная часть которых приурочена к северо-восточной (более глу-

боку эродированной) части плутона. Преобладают крутопадающие жилы с резкими контактами, тесно связанные в своем распространении с дайками мелкозернистых и аплитовидных гранитов, близких по составу окружающим порфировидным гранитам. Протяженность пегматитовых тел от 5 до 100 м, мощность измеряется дециметрами и первыми метрами. Кроме секущих тел, наблюдаются шпировидные выделения крупных кристаллов кварца и полевого шпата, постепенно переходящие в окружающий порфировидный гранит или гранит-порфир. Отдельные секущие тела наблюдаются в экзоконтакте гранитного массива, в метаморфических породах. Пегматиты содержат 2,1—3,8% Na_2O и 5,1—5,5% K_2O .

Пегматитовые тела, содержащие миаролы, имеют зональное строение. Внешние зоны представлены аплитовидной оторочкой и графическим («письменным») пегматитом, а внутренние — мелкозернистым или крупнозернистым блоковым пегматитом, иногда ядром белого кварца. Полости обычно располагаются в центре, но их контуры могут пересекать границы зон, и друзы крупных кристаллов нарастают как на блоковый, так и на графический или аплитовидный пегматит. В составе пегматитов и миарол преобладают калиевый полевой шпат и кварц, присутствуют плагиоклаз и биотит; в пустотах к ним присоединяются гребенчатый альбит, турмалин-шерл, берилл, топаз и флюорит. Кристаллы кварца в миаролах белые, бесцветные, дымчатые и черные, иногда с переходом (от основания к вершине кристалла) от белого через морион к бесцветному.

Изучение геохимической зональности массива Адун-Челон [Гребенщикова, 1974] показало, что наблюдается корреляция состава калиевого полевого шпата, биотита, кварца из пегматитов и окружающих их гранитов. В частности, средние содержания фтора в биотитах более глубинной северо-восточной части массива повышены (1,66% в гранитах, 5,24% в пегматитах) по сравнению с юго-западной (1,38% в гранитах и 2,59% в пегматитах). Аналогичные наблюдения получены по ряду элементов-примесей и по составу газово-жидких включений. Это означает, что пегматитообразующие флюиды образовались близко к местам становления пегматитовых жил, что флюиды являются остаточными, а пегматиты — камерными.

Обнаруженные недавно в Малханском хребте Центрального Забайкалья миароловые (перемещенные) пегматиты с цветными турмалинами имеют целый ряд особенностей [Загорский и др., 1987]. Вмещающими являются метаморфизованные основные изверженные породы верхнепротерозойского или палеозойского возраста — метагаббро и метадiorиты. Материнскими гранитами на основе пространственной приуроченности пегматитов и гранитов к общей геологической структуре считаются лейкократовые граниты предположительно юрского возраста. Среди вмещающих пород есть и нижнепалеозойские гранитоиды, но все пегматитовые тела с самодетами приурочены к амфиболсодержащим мета-ортопородам.

Продуктивными на кристаллы турмалина являются пегматитовые жилы существенно плагиоклазового состава. Зональность в них вы-

Средние содержания некоторых элементов (К, Na и F — мас.%, остальные — г/т) в разновидностях гранитоидов Коростенского плутона (по Е. К. Лазаренко и др. [1973])

Гранитоиды	К	Na	F	Li	Rb	Ba	Pb	Zn	Sn	Be	K/Rb	Ba/Rb	Mg/Li
Пегматитоносные нечеткопорфировидные с аллотри- морфной и гипидноморфной структурой	4,14	2,50	0,048	35	166	231	9	66	3,0	0,9	250	1,4	104
	4,56	2,60	0,055	36	194	231	10	61	3,3	1,0	235	1,2	55
Непегматитоносные порфировидные с пойкилопегмати- товой структурой основной массы порфировидные с микропегмато- вой структурой основной массы	4,65	2,31	0,082	39	200	174	10	53	4,5	1,1	232	0,87	48
	4,67	2,60	0,090	49	205	164	11	47	4,8	1,2	228	0,80	36

ражена нечетко. Обычно сразу же за маломощной прерывистой эндоконтактной оторочкой следует грубографический кварц-олигоклазовый пегматит, составляющий основную часть объема тел. Только в раздувах, вокруг миарол, развит блоковый пегматит, состоящий из калиевого полевого шпата, олигоклаза, биотита и черного турмалина. Полости, содержащие рубеллит и полихромный турмалин, имеют неправильные очертания и крупные размеры — до 1 м в поперечнике. Кроме турмалина, они содержат кристаллы кварца и полевых шпатов, а также лепидолит, гамбергит, данбурит. Как правило, полости целиком заполнены дроблеными и перекристаллизованными кристаллами друз. Кроме продуктивных жил, в пегматитовом поле широко развиты двуполевошпатовые участково-зональные пегматитовые тела, содержащие редкие небольшие пустоты, и существенно калишпатовые незональные пегматитовые жилы, не содержащие пустот.

Гранитоиды Коростенского плутона в Володарско-Вольинском районе Украинского кряжа, содержащие знаменитые камерные пегматиты с крупными кристаллами кварца, топаза и берилла, по ряду петрохимических и геохимических признаков близки к гранитам борщовочного комплекса, отличаясь лишь низкими содержаниями бария и свинца. Все гранитоиды района [Лазаренко и др., 1973] относятся к единому типу субщелочных гранитов, характеризующихся высокими значениями коэффициен-

тов железистости и апгаитности, а также значительным преобладанием калия над натрием. Как видно из табл. 5.2, пегматитоносные граниты Коростенского плутона содержат больше Ва и Zn, меньше F, Li, Rb и Sn, чем соседствующие с ними непегматитоносные граниты. Такая разница чем-то напоминает различия между борщовочными и кукульбейскими гранитами.

Следует обратить внимание на то, что значения всех трех приведенных в табл. 5.2 отношений в пегматитоносных гранитах несколько выше, чем в непегматитоносных. А ведь эти отношения в тех гранитах, с которыми связаны редкометалльные пегматиты, обычно имеют минимальную величину. Таким образом, некоторые геохимические черты гранитов с типичными миароловыми пегматитами как бы противоположны чертам гранитов, сопровождаемых редкометалльными пегматитами.

5.1. ПЕТРОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Средний химический состав миароловых пегматитов Борщовочного кряжа был в подавляющем числе случаев вычислен А. В. Татариновым по данным подсчетов объемных соотношений минералов. Использовались как теоретические составы минералов, так и данные конкретных химических анализов (калиевый полевошпат, биотит, турмалин). Параллельное изучение некоторых жил по объемным соотношениям минералов и по борздовым пробам показало хорошую сходимостъ результатов. Мелкозернистые участки пегматитов анализировались химически по представительным образцам из них.

Как видно из табл. 5.3, пегматиты наследуют некоторые особенности состава материнских гранитов. Так, пегматитовые тела — производные гранитов борщовочного комплекса (кварц-полевошпатовые, биотит-шерловые, мусковит-берилл-топазовые, лепидолит-рубеллитовые) — отличаются высокими содержаниями калия и пониженными количествами Na, Al и летучих компонентов.

При переходе от высокотемпературных микроклиновых к более низкотемпературным микроклин-альбитовым пегматитам содержания Si в целом понижаются, а алюминия — возрастают. Из этого ряда выделяются лишь богатые кварцем лепидолит-рубеллитовые пегматиты из группы микроклин-альбитовых пегматитов и мусковит-верделитовые пегматиты альбитовой группы с их высокими содержаниями SiO_2 , аналогичными содержаниям в микроклиновых пегматитах.

Еще контрастнее изменяются содержания калия и натрия. По мере перехода от высокотемпературных разновидностей пегматитов к низкотемпературным наблюдается резкое снижение количества калия и соответствующее увеличение содержания натрия. Существует прямая корреляция между количеством полостей (преимущественно они здесь вторичны) и величиной отношения K/Na. В существенно плагиоклазовых пегматитах этого района и в телах, обогащенных квар-

Средний химический состав разновидностей миароловых пегматитов Борщовочного кряжа (% , в скобках — число пересчетов) (по А. В. Татарину)

Компонент	Микроклиновые слабо альбитизированные пегматиты				Микроклин-альбитовые пегматиты			Альбитовые пегматиты
	кварц-полево-вошчатые (4)	мусковит-биотитовые (6)	лепидолит-рубиидитовые (5)	биотит-шерлоуэ (5)	мусковит-биотитовые (6)	лепидолит-рубиидитовые (22)	мусковит-верделитовые (6)	мусковит-верделитовые (9)
SiO ₂	75,24	75,20	74,50	73,90	73,70	75,11	72,20	74,45
TiO ₂	0,09	0,03	0,12	0,16	0,10	0,09	0,02	Не обн.
Al ₂ O ₃	12,90	12,46	14,00	13,45	15,35	13,90	15,95	14,10
Fe ₂ O ₃ общ	0,12	0,32	1,06	2,48	0,06	0,61	0,05	0,06
MnO	Не обн.	Не обн.	0,04	0,02	Не обн.	0,01	0,01	0,05
MgO	0,18	0,02	0,23	0,30	0,10	0,08	0,01	0,03
CaO	0,18	0,18	0,46	0,22	0,44	0,30	0,38	0,57
Na ₂ O	1,74	1,87	2,20	2,10	2,22	2,80	3,47	4,88
K ₂ O	9,50	9,66	7,25	7,03	7,90	7,00	7,48	5,17
H ₂ O + п. п. п.	0,05	0,26	0,14	0,34	0,13	0,10	0,43	0,69

П р и м е ч а н и е. Все составы пересчитаны на сумму 100%.

цем, миаролы редки, а в пегматитах, содержащих повышенные количества калиевого полевого шпата (первичного или вторичного), обычны.

Кроме натрия, в относительно низкотемпературных и удаленных от гранитов пегматитовых телах (правая часть табл. 5.3) возрастают количества кальция, в то время как содержания железа, титана и магния уменьшаются.

5.2. РЕДКИЕ ЩЕЛОЧИ, БАРИЙ И СТРОНЦИЙ

Из элементов-примесей наиболее важное значение для понимания геохимии миароловых пегматитов имеют литий, рубидий, цезий, барий и стронций. Разумеется, редкие щелочные элементы не образуют здесь таких высоких концентраций, как в редкометалльных пегматитах, а барий и стронций содержатся в значительно меньших количествах, чем в мусковитовых пегматитах, но все эти элементы ведут себя весьма закономерно.

Наиболее детально поведение перечисленных пяти элементов изучено в Борщовочном кряже [Татарин, Шмакин, 1976]. Как показывает изучение распределения элементов-примесей в минералах миароловых пегматитов (табл. 5.4), наиболее важными минералами-концентраторами редких щелочей здесь являются слюды — биотит и мусковит. В некоторых случаях к ним присоединяются калиевый полевой шпат (рубиидий, в отдельных случаях — вмес-

Таблица 5.4

Распределение элементов-примесей в минералах миоэроловых пегматитов Борцовочного кряжа (по А. В. Татарину)

Минерал	Содержание минерала в пегматитах, мас. %	Содержания элементов в минералах, г/т				
		Li	Rb	Cs	Ba	Sr
1	2	3	4	5	6	7
<i>Микроклиновые слабо альбитизированные пегматиты</i>						
Кварц-полевошпатовые						
Калиевый полевоый шпат	59,1	7	758	10	1002	381
Плаггиоклаз	7,49	15	28	7	12	48
Биотит	2,21	570	1343	65	178	34
Кварц	31,2	—	—	—	—	—
Мусковит-берилловые						
Калиевый полевоый шпат	53,2	68	1240	34	256	141
Плаггиоклаз	7,97	58	191	12	30	27
Биотит	0,52	1545	1154	251	18	12
Мусковит	4,63	1119	1505	66	10	17
Кварц	33,6	—	—	—	—	—
Турмалин	0,08	—	—	—	—	—
Лепидолит-рубеллитовые						
Калиевый полевоый шпат	49,0	10	684	37	101	75
Плаггиоклаз	10,0	95	220	45	—	—
Биотит	3,10	960	980	240	150	20
Турмалин	2,90	1090	227	310	—	—
Кварц	35,0	—	—	—	—	—
Биотит-шерловые						
Калиевый полевоый шпат	44,0	121	893	16	170	95
Плаггиоклаз	7,69	176	100	5	12	110
Биотит	7,90	3388	2856	437	130	—
Турмалин	6,15	1582	227	310	—	—
Кварц	34,3	—	—	—	—	—
<i>Микроклин-альбитовые пегматиты</i>						
Мусковит-берилл-топазовые						
Калиевый полевоый шпат	48,3	30	2271	140	244	22
Плаггиоклаз	13,1	16	87	24	10	23
Мусковит	5,55	1,87%	5624	3208	10	14
Турмалин	1,95	1400	—	23	—	—
Кварц	31,1	—	—	—	—	—
Лепидолит-рубеллитовые (без сподумена)						
Калиевый полевоый шпат	45,2	79	754	103	476	167
Плаггиоклаз	18,8	200	51	14	13	157
Биотит	1,60	3327	2519	479	170	25
Турмалин	3,50	2940	—	—	—	—
Кварц	30,9	—	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7
Мусковит-верделитовые						
Калиевый полевой шпат	40,2	255	2833	167	20	10
Плагиоклаз	23,9	310	291	87	12	9
Биотит	0,10	4875	3700	346	70	13
Мусковит	9,18	3800	2520	304	18	—
Турмалин	1,72	6200	—	—	—	—
Кварц	24,9	—	—	—	—	—
Альбитовые пегматиты						
Мусковит-верделитовые						
Калиевый полевой шпат	33,3	374	4161	474	26	23
Плагиоклаз	34,5	115	170	58	10	18
Мусковит	11,0	1535	3855	318	21	12
Турмалин	3,90	4295	—	—	—	—
Кварц	17,3	—	—	—	—	—

те с цезием) и турмалин (литий). В низкотемпературных мусковит-верделитовых пегматитах турмалин содержит 0,43—0,62% лития — больше, чем ассоциирующие с ним слюды. В мусковит-берилл-топазовых пегматитах концентратом лития является мусковит, содержащий 1,5—2% этого элемента (литиевый мусковит).

Содержания бария и стронция в минералах пегматитов Борщовочного кряжа низки. Роль концентрата этих элементов выполняет калиевый полевой шпат (0,01—0,1% Ba и 0,001—0,04% Sr). В редких случаях к нему присоединяются плагиоклаз (стронций) и биотит (Ba и Sr в мусковит-верделитовых пегматитах). Часто концентрации бария и стронция в минералах ниже порога обнаружения этих элементов.

Средние содержания лития и бария в пегматитах района ниже кларков для пегматитов, вычисленных А. Е. Ферсманом [1960]. По другим элементам картина более пестрая (табл. 5.5), поскольку в трех из восьми типов пегматитов средние содержания рубидия и цезия выше кларковых, а в кварц-полевошпатовых пегматитах в 1,5 раза больше стронция. Если взять для сравнения кларки пегматитов, вычисленные Н. А. Солодовым [1969], то в большинстве случаев (5 или 6 из 8) миароловые пегматиты Борщовочного кряжа богаче редкими щелочами, чем средние пегматиты. Они сопоставимы с тантал-бериллиевыми, берилл-тантал-литиевыми и некоторыми другими рядами редкометалльных пегматитов [Кузьменко и др., 1971].

По отношениям индикаторных элементов (табл. 5.6) миароловые пегматиты Борщовочного кряжа близки к редкометалльно-мусковитовым и редкометалльным пегматитам многих районов мира. Следует заметить, что в то время как величины K/Rb и Ba/Sr в миароловых пегматитах и материнских гранитах района достаточно близки друг другу, отношения Rb/Cs и Ba/Rb значительно различаются. Пегма-

Средние содержания малых элементов (г/т) в разновидностях мпироловых пегматитов Борщовочного кряжа

Группа пегматитов	Тип пегматита (число проб)	Li	Rb	Cs	Ba	Sr
Микроклиновые	Кварц-полевошпатовый (13—14)	18	480	8	600	230
	Мусковит-берилловый (4—21)	100	750	23	140	80
	Лепидолит-рубеллитовый (3—16)	75	400	39	100	40
	Биотит-шерловый (8—19)	460	640	61	90	50
Микроклин-альбитовые	Мусковит-берилл-топазовый (12—13)	—	1410	253	110	10
	Лепидолит-рубеллитовый (30—53)	230	390	57	270	80
	Мусковит-верделитовый (12—21)	—	1470	116	13	6
Альбитовые	Мусковит-верделитовый (7—16)	500	1730	213	14	15
Кларки пегматитов по А. Е. Ферсману [1940]		1500	900	100	800	150
Кларки пегматитов по Н. А. Солодову [1969]		220	430	44	—	—

титы микроклиновой группы по величине отношения Rb/Cs близки к гранитам борщовочного комплекса, а микроклин-альбитовые и альбитовые пегматиты — к гранитам кукульбейского комплекса. Это позволяет предполагать их генетические связи. Другой характер имеют значения отношения Ba/Rb. Из них только одно, в кварц-полевошпатовых пегматитах, выше единицы, а в остальных семи типах пегматитов оно значительно ниже, как и в двуслюдяных гранитах кукульбейского комплекса. Это связано с одновременным снижением содержания бария и повышением — рубидия в пегматитах по сравнению с гранитами. Но и здесь можно предполагать генетические связи альбитовых пегматитов с двуслюдяными гранитами кукульбейского комплекса.

Граниты Адун-Челонского массива (табл. 5.7) содержат меньше Ba и Sr, но больше Li, Rb и Cs, чем граниты борщовочного комплекса. Они сопоставимы по этим концентрациям с гранитами кукульбейского комплекса (см. табл. 5.1). Минимальные содержания всех малых элементов, кроме рубидия, характерны для гранитных даек, с которыми ассоциируют пегматиты.

Средние содержания элементов в пегматитах Адун-Челона не вычислялись. В калиевых полевых шпатах этих пегматитов средние величины K/Rb варьируют в разных частях массива от 42 до 186,

Таблица 5.6

Отношения малых элементов в разновидностях мигроловых пегматитов и пегматитоносных гранитов Борщовочного края (по средним содержаниям)

Порода	Тип пегматита, разновидность гранита	K/Rb	Rb/Cs	Ba/Rb	Ba/Sr
<i>Пегматиты</i>					
микроклиновые	Кварц-полевошпатовый	164	61	1,24	2,6
	Лепидолит-рубеллитовый	145	10	0,24	2,5
	Мусковит-берилловый	106	33	0,19	1,82
	Биотит-шерловый	91	10	0,13	1,72
микроклин-альбитовые	Лепидолит-рубеллитовый	153	6,9	0,68	3,4
	Мусковит-берилл-топазовый	46	5,6	0,078	7,9
	Мусковит-верделитовый	41	13	0,008	2,2
альбитовые	Мусковит-верделитовый	25	8,1	0,008	0,93
<i>Граниты</i>					
борщовочный комплекс	Порфиридные граниты Шивкинского массива	187	18	6,3	2,9
	Средне- и мелкозернистые граниты того же массива	209	23	4,5	3,2
кукульбейский комплекс	Порфиридные граниты Кангинского массива	220	9,2	7,0	3,2
	Те же граниты мусковитизированные и альбитизированные	122	12	1,1	1,4
	Двуслюдяные граниты в Забайкальском поле	72	16	0,3	1,8

что близко к значениям этого отношения в пегматитах Борщовочного края (см. табл. 5.6). Но средние величины Rb/Cs в калиевых полевых шпатах адун-челонских пегматитов — от 40 до 300 — значительно выше, чем во вмещающих гранитах и в большинстве пегматитов Борщовочного края. Это связано с очень низкими концентрациями цезия в калиевых полевых шпатах пегматитов Адун-Челона. В биотитах этих же пегматитов содержания цезия и рубидия значительно выше: 0,05—0,06% Cs и 0,8—0,9% Rb, т. е. именно биотит выступает здесь в роли минерала — концентратора обоих элементов.

Приходится с сожалением констатировать, что мигроловые пегматиты других районов СССР и мира пока не изучены геохимически с той степенью деятельности, которая характеризует цитированные выше работы по пегматитам Забайкалья. Редкими исключениями являются некоторые камерные пегматиты Вольни и Казахстана [Ставров, Быкова, 1961; Калита, 1963; Павлишин, Вовк, 1971], где изучены содержания трех щелочных элементов — лития, рубидия и цезия, также фтора и бора в многочисленных образцах пород

Средние содержания малых элементов (г/т) в гранитах Адун-Челонского массива [Трошин и др., 1972]

Порода	Ba	Sr	Li	Rb	Cs	Ba/Rb	Rb/Cs
Граниты порфировидные	340	150	124	305	16	1,11	19
Гранит-порфиры	190	102	185	327	32	0,58	10
Гранитные дайки	24	47	56	337	8	0,071	42

и минералов. В частности, с той или иной степенью детальности оказались изученными 10 тел камерных пегматитов в пределах Коростенского плутона, кратко охарактеризованного выше. Как видно из табл. 5.8, уровни средних содержаний двух редких щелочных элементов в камерных пегматитах Волыни — примерно те же, что и в миароловых пегматитах Борщовочного кряжа: от 0,002 до 0,02% Li и от 0,03 до 0,14% Rb. Концентрации цезия в пегматитах Волыни низки и соответствуют концентрациям в микроклиновых пегматитах Борщовочного кряжа (см. табл. 5.5).

Обращает на себя внимание явная приуроченность максимальных содержаний Li, Rb и Cs в пегматитах Коростенского плутона к их центральным зонам, с постепенным снижением вверх и вниз по разрезу. При этом абсолютные значения концентраций всех трех элементов в 2—3 раза выше в полнодифференцированном пегматитовом теле, чем в слабодифференцированном, хотя в гранитах экзоконтакта обоих тел они примерно одинаковы (кроме цезия).

Величина отношения Rb/Cs в гранитах и пегматитах Волыни характеризуется удивительным постоянством — обычно от 21 до 48, и только в графическом пегматите слабо дифференцированного тела из-за низких содержаний цезия она равна 70—78. Для сравнения отметим, что в то время как в гранитах борщовочного комплекса отношение Rb/Cs равно 18—23, в связанных с ними пегматитах оно имеет весьма существенный разброс: от 5,6 до 61.

Для гранитов и пегматитов Волыни сделаны определения содержаний редких щелочных элементов и в полевошпатовой (существенно калишпатовой) фракции пород (табл. 5.9). Анализ этих цифр и сравнение их с содержаниями в калиевых полевых шпатах пегматитов Борщовочного кряжа (см. табл. 5.4) позволяет сделать следующие выводы:

1) концентрации Li, Rb и Cs в полевых шпатах пегматитов Волыни аналогичны таковым в калиевых полевых шпатах микроклиновых слабо альбитизированных и лепидолит-рубеллитовых пегматитов Борщовочного кряжа;

2) калиевые полевые шпаты остальных изученных пегматитов Борщовочного кряжа значительно богаче примесями Rb и особенно Cs;

Средние содержания редких щелочей (г/т) в гранитах и пегматитах Коростенского плутона [Павлишин, Вовк, 1971]

Номер выборки	Краткая характеристика пород, место взятия	Число проб	Li	Rb	Cs	Rb/Cs
<i>А. Поллодифференцированное пегматитовое тело</i>						
1	Среднезернистые граниты, 4—20 м над пегматитом	6	28	180	5	36
2	Те же граниты осветленные, 1—4 м над пегматитом	20	26	180	5	36
3	Графический пегматит верхней части тела	11	17	290	10	29
4	Графико-пегматоидная зона под графической	20	91	510	14	36
5	Полевошпатовая зона ближе к центру тела	1	—	1090	—	—
6	Крупнокристаллический занорыш в центре	2	220	1450	47	31
7	Зона выщелачивания кварца в пегматоиде	5	205	820	24	34
8	Графико-пегматоидная зона под зоной 7	11	190	580	19	31
9	Измененные граниты под пегматитом	15	60	290	14	21
<i>Б. Слабодифференцированное пегматитовое тело</i>						
10	Осветленные граниты над пегматитом	4	20	190	Не обн.	—
11	Графический пегматит верхней части тела	9	26	310	4	78
12	Графико-пегматоидная зона под графической	5	35	380	8	48
13	Полевошпатовая зона в центре тела	7	90	430	10	43
14	Графико-пегматоидная зона ниже зоны 13	5	40	280	4	70
15	Измененные граниты под пегматитом	6	50	210	6	35

Примечание. Прочерк — нет данных.

3) полевые шпаты центральных зон камерных пегматитов Волини в несколько раз богаче рубидием и цезием, чем полевые шпаты внешних зон и вмещающих гранитов, причем величина отношения Rb/Cs в центральных зонах значительно ниже, чем в периферических.

Выполненные ранее [Калита, 1963] работы по распределению редких щелочных элементов в камерных пегматитах Волини и Казахстана показали, что уровни содержаний Rb и Cs в калиевых полевых шпатах промышленных пегматитов этих двух районов очень близки: 400—2000 г/т Rb и 10—50 г/т Cs. В непромышленных пегматитовых телах содержания рубидия в калиевых полевых шпатах не превышают 700 г/т.

Максимальные концентрации Rb и Cs обнаружены в слюдах пегматитов обоих районов: в Казахстане до 0,7% Rb и 0,015% Cs [Ка-

Средние содержания редких щелочей (г/т) в полевых шпатах из гранитов и пегматитов Коростенского плутона (по Е. К. Лазаренко и др. [1973])

Номер выборки	Число проб	Li	Rb	Cs	Rb/Cs	Номер выборки	Число проб	Li	Rb	Cs	Rb/Cs
1	3	58	260	2	130	9	—	—	—	—	—
2	7	14	270	3	90	10	1	—	230	Не обн.	—
3	6	5	540	4	135	11	3	4	320	»	—
4	7	27	810	12	68	12	5	15	390	»	—
5	8	16	1090	15	73	13	4	49	470	11	43
6	1	12	1800	27	67	14	5	25	300	Не обн.	—
7	9	35	1210	10	121	15	3	39	240	»	—
8	3	23	870	6	145						

Примечание. Номера выборок, характеристику пород и место взятия см. в табл. 5.8.

лита, 1963], на Украине — до 1,4—1,6% Rb и 0,02—0,07% Cs [Павлишин, Вовк, 1971]. При этом в Казахстане слюды в пределах блоковой зоны пегматита представлены биотитом с 0,1% Li, а в Коростенском плутоне это протолитионит (0,76% Li), циннвальдит (1,54% Li) и лепидолит (2,55% Li). Характерно, что в биотите графической зоны пегматитов и мусковите рядом с миаролой коростенские пегматиты имеют значительно более низкие содержания рубидия и цезия: 0,2—0,3% Rb и 0,001—0,016% Cs. В берилле миароловых пустот здесь всего по 20 г/т Rb и Cs, 32 г/т Li, а в топазе редкие щелочные элементы не обнаружены.

Минералами-носителями рубидия и цезия всегда являются калиевые полевые шпаты, а лития — слюды, даже если они представлены не литиевыми слюдами, а биотитом.

Изучение элементов-примесей в отдельных минералах значительно информативнее, чем в породах в целом. В частности, средняя величина отношения Rb/Cs в гранитах (см. табл. 5.7) практически не изменяется от зоны к зоне. При сравнении же мономинеральных фракций калиевых полевых шпатов (см. табл. 5.8) видно, что в центральных частях пегматитового тела это отношение имеет минимальное значение.

В последние годы при геохимическом изучении пегматитов различной специализации определение содержания индикаторных элементов в отдельных минералах нашло широкое применение. По уровням и дисперсиям содержаний Ba, Rb и других элементов, по величинам отношений Ba/Rb, Ti/Nb и др. удается сопоставить пегматиты разных регионов и различной специализации, проследить эволюцию пегматитового процесса во времени, определить практическую ценность минерализации в пегматитах.

Как показывает значительный опыт, накопленный нами при исследованиях пегматитов в различных регионах мира, именно изучение особенностей состава (типохимических особенностей) отдельных минералов позволяет наиболее надежно определить геохими-

Содержание элементов-примесей (г/т) в калиевых полевых шпатах из миароловых пегматитов Афганистана

Место взятия образца	Зона или часть жилы	Ba	Sr	Li	Rb	Cs	Ba/Rb
Кулам	Графическая	140	47	220	2300	295	0,061
Калатан	Блоковая	28	23	145	1240	52	0,023
Тагавлер	»	38	71	52	1640	19	0,023
Сурхруд	»	120	43	350	4780	1320	0,025
Дарай-Пич	»	87	72	86	3930	155	0,022
Кулам	Миароловые пустоты и их обрамление	57	36	350	3580	405	0,016
		22	21	320	3260	332	0,0068
		13	10	340	7810	735	0,0017

ческую специализацию пегматитовых тел, полей и провинций. В свою очередь, сравнение разновременных генераций минералов вскрывает закономерности геохимической эволюции пегматитов во времени. В частности, исследование состава минералов друзовых парагенезисов позволяет определить изменения рН среды при формировании миарол.

Ниже приводятся краткие описания пегматитов и данные о содержаниях Ba, Sr, Li, Rb и Cs в калиевых полевых шпатах некоторых миароловых пегматитовых полей Афганистана, Непала, Монголии и Мадагаскара.

Миароловые пегматиты Афганистана представляют собой участки широко проявленных здесь редкометалльных пегматитовых тел альпийского возраста, подвергшихся интенсивной поздней альбитизации, сопровождавшейся формированием пустот с кристаллами полевых шпатов, кварца, кунцита, воробьевита, цветного турмалина и поллуцита. Пегматитовые жилы находятся на расстоянии не более 7 км от контактов материнских гранитных массивов и залегают в гнейсах, кристаллических сланцах, габбро-диоритах. Пегматитовые поля имеют размеры от 20 до 100 км² и разделены участками без пегматитовых жил. Конкретные месторождения различаются по степени проявления миарол в пегматитах и по преобладанию тех или иных минералов в пустотах [Россовский и др., 1976].

Как видно из табл. 5.10, по содержаниям элементов-примесей и величине барий-рубидиевого отношения все изученные калиевые полевые шпаты миароловых пегматитов Афганистана близки к калиевым полевым шпатам редкометалльных пегматитов. Это относится и к калиевому полевому шпату из графического пегматита (месторождение кунцита Кулам), где концентрации рубидия и цезия почти так же высоки, как и в остальных калиевых полевых шпатах.

Три образца из миароловых пустот и их окружения взяты на месторождении Кулам. Они богаты примесями Rb и Cs, содержат минимум Ba и Sr и в связи с этим имеют минимальную величину отно-

Содержание элементов-примесей (г/т) в калиевых полевых шпатах из пегматитов восточной части Непала

Пегматитовое поле, жила	Зона	Ba	Sr	Li	Rb	Cs	Ba/Rb
Хьякуле, Главное тело	Эндоконтактовая	520	Не обн.	14	645	48	0,81
	Графическая	280	»	33	945	59	0,30
	Апографическая	450	70	59	690	37	0,65
	Блоковая	170	Не обн.	Сл.	1850	310	0,092
	В центре жилы (амазонит)	140	»	28	4120	750	0,034
Факува, Жила Синколе Данда	Эндоконтактовая	1500	280	7	730	66	2,05
	»	790	280	14	680	98	1,16
	Блоковая	210	70	6	1000	44	0,21
	»	140	Не обн.	21	2800	87	0,050
Жила 1	Графическая	470	80	11	540	11	0,87
	Крупнографическая	530	60	15	590	18	0,90
Жила 2	Блоковая	170	Не обн.	Не обн.	1400	160	0,12
		130	»	13	1140	74	0,11

пения Ba/Rb. Однако какого-либо резкого возрастания концентраций щелочных элементов в калиевых полевых шпатах пустот по сравнению с графическим пегматитом все же не наблюдается. Такая картина подтверждает предположение об образовании миарол в редкометалльных пегматитах Афганистана в результате наложенной их перекристаллизации, происходившей в незначительной части пегматитовых тел.

В восточной части Непала, в верховьях р. Сабхай, имеется несколько пегматитовых полей докембрийского возраста, содержащих полихромный турмалин [Bassett, 1985] и аквамарин. В отличие от пегматитов Афганистана, пегматиты Непала — не редкометалльные по специализации. Это микроклин-олигоклазовые пегматиты с биотитом и амазонитом (месторождение Хьякуле) и турмалин-мусковитовые пегматиты с аксессуарным бериллом (месторождение Факува). В них не проявлены процессы интенсивной альбитизации, свойственной редкометалльным пегматитам, нет типичных аксессуарных редкометалльных минералов. Небольшие по размерам полости с кристаллами кварца, аквамарина и полихромного турмалина возникают здесь, по-видимому, при аутометасоматических процессах, имеющих ограниченный характер.

Как видно из табл. 5.11, содержания элементов-примесей и величины Ba/Rb в отобранных нами калиевых полевых шпатах ранних зон пегматитов Непала соответствуют редкометалльно-мусковитовым пегматитам других регионов [Шмакин, Топунова, 1981]. Калиевые полевые шпаты блоковых зон на обоих месторождениях со-

Средние содержания элементов-примесей (г/т) в калиевых полевых шпатах из пегматитов Хэнтэйского пегматитового пояса Северной Монголии [Иванов, Шмакин, 1983]

Зона пегматита	Ba	Sr	Rb	Cs	Ba/Rb
Эндоконтактовая	420	63	780	5	0,54
Графическая	275	42	940	6	0,29
Блоковая	182	26	1120	6	0,16

держат в 2—3 раза больше рубидия, чем ранние калиевые полевые шпаты. Особенно богаты рубидием и цезием амазонит из центральной части главного пегматитового тела месторождения Хьякуле и калиевый полевой шпат окружающей его блоковой калишпатовой зоны. Но и здесь значение Ba/Rb существенно выше, чем в калиевых полевых шпатах типичных редкометалльных пегматитов.

В северной части Монголии широко развиты хрусталеносные пегматиты, являющиеся типичными представителями камерных пегматитов. Например, в Хэнтэйском пегматитовом поясе известно несколько тысяч относительно небольших пегматитовых тел, приуроченных к эндоконтактовым фациям гранитных массивов мезозойского возраста [Иванов, Шмакин, 1983].

Пегматитовые тела имеют форму шпирообразных гнезд, штоков, линз длиной обычно 10—15 м при мощности от 1 до 5 м. Тела зональны: периферические зоны сложены пегматитами гипсидиоморфной или графической структуры, далее идет блоковый пегматит, а в центре жил — кварцевое ядро. Хрусталеносные полости находятся в ядре или в прилегающем блоковом пегматите. Кроме кварца, в их составе — калиевый полевой шпат, альбит, флюорит и топаз.

Как видно из анализов калиевого полевого шпата на элементы-примеси (табл. 5.12), содержания бария и стронция сокращаются от периферии к центру жил, а рубидия — возрастают. Поведение цезия менее определенное, а концентрации лития — ниже порога обнаружения (1 г/т). Значения барий-рубидиевого отношения в калиевых полевых шпатах Монголии аналогичны наблюдаемым в редкометалльно-мусковитовых пегматитах Сибири и Индии [Шмакин, 1976]. Хорошо видно снижение величины Ba/Rb от периферии к центру жил.

Мадагаскар широко известен своими млароловыми пегматитами с редкометалльной специализацией. Кристаллы полихромного турмалина, рубеллита, воробьевита, аквамарина и других драгоценных камней из мадагаскарских жил имеются во многих музеях. Полоса развития редкометалльных пегматитов протягивается через центральную часть острова более чем на 450 км. Наиболее хорошо изучена ее центральная часть, возле г. Анцирабе. Нам удалось осмотреть и опробовать крупное пегматитовое поле Сахатани

Таблица 5.13

Содержание элементов-примесей (г/т) в калиевых полевых шпатах из пегматитов Мадагаскара

Место взятия образца	Зона пегматита	Ba	Sr	Li	Rb	Cs	Ba/Rb
Южная часть поля Сахатани	Графическая	210	260	62	580	72	0,36
	Блоковая	270	290	60	550	65	0,49
	»	980	91	50	1330	82	0,74
Жила Антанетинилана	Крупнографическая	410	210	65	580	50	0,71
	Блоковая (амазонит)	55	38	50	2265	705	0,024
Северная часть поля Сахатани	Блоковая	650	60	78	1765	95	0,37
	» (амазонит)	95	38	50	2225	225	0,043
	» »	66	44	55	4425	2435	0,015

на одноименной реке. Здесь развиты крупные жилы редкометалльных и редкометалльно-мусковитовых пегматитов с широко проявленными в них процессами альбитизации. Именно к зонам альбитизации приурочены наибольшие пустоты и участки «губчатой» альбитовой крупнокристаллической породы, содержащие кристаллы турмалинов, бериллов, дымчатого кварца.

Калиевый полевой шпат обычно каолинизирован, но в некоторых карьерах и коренных обнажениях удалось отобрать достаточно свежий материал. В табл. 5.13 приведены результаты анализа восьми образцов калиевого полевого шпата из пегматитов поля Сахатани. Пять из них по содержаниям элементов-примесей и величине Ba/Rb близки к калиевым полевым шпатам из редкометалльно-мусковитовых пегматитов других регионов. И только образцы амазонита из центральных частей жил оказались по составу аналогичными калиевым полевым шпатам редкометалльных пегматитов.

Таким образом, в большинстве случаев по содержаниям Ba, Sr, Li, Rb и Cs первичные калиевые полевые шпаты миароловых пегматитов соответствуют пегматитам редкометалльно-мусковитовой специализации. Только в самих миаролах и их непосредственном окружении в калиевых полевых шпатах наблюдается уменьшение концентраций Ba и Sr, а также рост концентраций Rb и Cs, что приближает их к составу типичных калиевых полевых шпатов редкометалльных пегматитов.

5.3. НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Данных о распределении элементов-примесей в минералах и минеральных агрегатах миароловых пегматитов, кроме приведенных выше, в литературе практически нет. Предпринятые нами исследования пегматитов Борщовочного кряжа [Татаринов, Шмакин, 1976] дали для большинства элементов лишь предварительные сведения.

Среднее содержание малых элементов (г/т) в породах и минералах мнароловых пегматитов Борщовочного кряжа

Группа пегматитов	Тип пегматита	Характер пробы	Pb	Tl	Zn	Sn	Be
Микроклиновые слабо альбитизированные	Кварц-полевошпатовый	Пегматит (среднее)	47	4,0	—	—	1,6
		Кальцевый полевой шпат	80	6,8	—	2,8	—
		Биотит	4,5	6,5	1190	—	6,0
	Лепидолит-рубеллитовый	Пегматит (среднее)	—	—	—	—	—
		Биотит	—	Сл.	1160	2,0	2,7
	Мусковит-берилловый	Пегматит (среднее)	33	3,0	—	21	—
		Кальцевый полевой шпат	61	5,2	—	1,8	—
		Биотит	—	—	1200	—	5,7
		Мусковит	5	4,5	292	4,3	—
	Биотит-шерловый	Пегматит (среднее)	—	5,0	—	0,9	1,9
		Кальцевый полевой шпат	103	9,7	—	1,0	—
		Биотит	—	—	1720	7,0	7,3
Микроклин-альбитовые	Лепидолит-рубеллитовый	Пегматит (среднее)	64	5,0	—	0,8	2,5
		Кальцевый полевой шпат	108	9,8	—	1,6	—
		Биотит	33	4,5	1110	5,5	6,7
	Мусковит-берилл-топазовый	Пегматит (среднее)	—	15	—	17	1,5
		Кальцевый полевой шпат	133	14	—	9,7	—
		Мусковит	—	16	1110	22	18,3
	Мусковит-верделитовый	Пегматит (среднее)	12	6,0	—	—	—
		Кальцевый полевой шпат	32	7,2	—	7,2	—
		Биотит	11	36	2130	95	12,7
Мусковит		—	27	448	—	15,3	
Альбитовые	Мусковит-верделитовый	Пегматит (среднее)	25	28	—	93	—
		Кальцевый полевой шпат	75	80	—	42	—
		Мусковит	7	14	230	810	16,2

Примечание. Прочерк — данные отсутствуют.

Как видно из табл. 5.14, во многих случаях мы не имеем средних цифр по пегматитам или содержаний в тех или иных минералах. Причиной такой ситуации является либо недостаточная чувствительность применявшихся методов анализа (например, по цинку), либо низкие содержания элементов.

Свинец. Средние содержания свинца в гранитах Борщовочного кряжа в 1,5—3 раза выше, чем кларковые для гранитов (в гранитах Коростенского плутона — в 2 раза ниже). Средние концентрации Pb в пегматитах кряжа (см. табл. 5.14) примерно те же, что и в гранитах: от 25 до 64 г/т, за исключением мусковит-верделитового типа микроклин-альбитовой группы. Минералом-концентратом и носителем свинца во всех разновидностях пегматитов является калиевый полевой шпат, содержащий от 32 до 133 г/т Pb. Содержания этого элемента в слюдах явно ниже и обычно составляют всего 4—11 г/т, кроме лепидолит-рубеллитового типа в микроклин-альбитовой группе, где биотит выделяется максимальными концентрациями свинца (33 г/т). К сожалению, мы не располагаем представительными данными по лепидолит-рубеллитовым пегматитам микроклинной группы.

Таллий. Средние содержания таллия в пегматитах Борщовочного кряжа колеблются в достаточно широких пределах, от 3 до 28 г/т. Но в любом случае они превышают кларковые цифры для гранитов (1,5 г/т) и пегматитов (2 г/т). Максимальные концентрации таллия характерны для альбитовой подгруппы пегматитов, которая выделяется также наибольшими содержаниями Rb и Sn, минимальными значениями отношений K/Rb, Ba/Rb и Ba/Sr. Минералом-носителем таллия во всех случаях является калиевый полевой шпат, содержащий от 5 до 80 г/т Tl. В большинстве пегматитов этот же минерал является и концентратом таллия, кроме редких примеров, когда биотит и/или мусковит содержит более высокие или соизмеримые количества элемента. Сведениями о содержаниях таллия в пегматитоносных гранитах мы не располагаем.

Цинк. В отличие от данных по таллию, мы имеем сведения о средних содержаниях цинка в гранитах двух регионов, которые обычно соизмеримы с кларком для гранитов (60 г/т). Однако средние содержания в пегматитовых телах нам неизвестны, поскольку в большинстве случаев они оказались ниже порога обнаружения (50 г/т). Ясно лишь, что они ниже, чем в гранитах. Минералом-концентратом цинка в мнуроловых пегматитах всегда является биотит, содержащий 0,12—0,21% Zn. В мусковите, ассоциирующем с биотитом, цинка в 4—5 раз меньше, а в полевых шпатах — ниже порога обнаружения.

Олово. Как мы уже отмечали, средние содержания олова в пегматитоносных гранитах лишь несколько выше, чем кларковые — как в Забайкалье, так и на Украине. В пегматитах Борщовочного кряжа наблюдается очень сильная флуктуация средних содержаний: от 0,8 до 93 г/т, т. е. более двух порядков. Причина такой дисперсии заключается, по-видимому, в том, что основная часть олова свя-

зана в касситерите, который распределен в пегматитах крайне неравномерно. В качестве минералов-концентраторов олова в пегматитах выступают слюды, содержащие в большинстве случаев 2—7 г/т, но в трех из изученных образцов — 22, 95 и 810 г/т Sn. Можно предполагать, что олово в мусковите и биотите связано в этих примерах с мелкими включениями касситерита, который часто обнаруживается в слюдах с помощью электронного микроскопа. Калишпат содержится в изученных пегматитах от 1,0 до 12 г/т Sn.

В пегматитах Воьлини, по данным М. Н. Ивантишина [1960], максимальные концентрации олова — десятые доли процента — обнаружены в циннвальдите. В биотитах содержится в среднем около 10 г/т Sn. В пегматитах постоянно присутствует аксессуарный касситерит, а в редко встречающемся колумбите обнаружено 0,88% Sn.

Бериллий. Средние содержания Be в четырех типах миароловых пегматитов Борщовочного кряжа колеблются в пределах 1,5—2,5 г/т (см. табл. 5.14). Это на порядок ниже, чем кларк пегматитов, и значительно ниже кларка для гранитов, равного 5,4 г/т. В пегматитоносных гранитах средние содержания бериллия еще ниже. Судя по имеющимся у нас ограниченными данным (см. табл. 5.14), бериллий концентрируется в слюдах, содержащих от 2,7 до 18,3 г/т этого элемента.

В биотитах из пегматитов и гранитов коростенского комплекса Be содержится менее 10 г/т [Ивантишин, 1960], а среднее содержание его в гранитах этого комплекса всего 1 г/т. Таким образом, несмотря на присутствие берилла в миаролах, в целом высокие содержания бериллия для миароловых пегматитов не характерны.

5.4. ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ

В классификации А. Е. Ферсмана [1960] классические миароловые пегматиты, включая пегматиты Борщовочного кряжа, Мурзинки на Урале, массива Пайкс-Пик в Колорадо (США), отнесены к типу фторо-бериллиевых (топазо-берилловых) пегматитов. Характерными компонентами этого типа названы F и OH. Значительные количества минералов фтора (топаз, флюорит, иногда криолит) и водо-содержащих минералов (слюды, глинистые выполнения пустот) подчеркивают особое значение летучих компонентов в миароловых пегматитах.

Как и в других группах пегматитов, сохранившиеся в минеральных фазах и в газовой-жидких включениях количества летучих компонентов составляют незначительную часть тех флюидов, которые принимали участие в процессах пегматитообразования. Однако судить о роли летучих компонентов нам приходится именно по их содержаниям в породах, минералах и газовой-жидких включениях в минералах.

Фтор. Как следует из табл. 5.1 и 5.2, средние содержания фтора в гранитах Борщовочного кряжа и Воьлини измеряются обычно

сотыми долями процента и иногда достигают 0,1%. Это примерно то же, что кларковые концентрации элемента в гранитах (0,08%). В микроклиновых, слабо альбитизированных пегматитах Борщовочного кряжа средние содержания фтора, как правило, еще ниже: 0,03—0,04%. И только в биотит-шерловых и мусковит-верделитовых пегматитах они поднимаются выше 0,1%, а в мусковит-берилл-топазовых пегматитах составляют 0,2%. В пегматитах Волини фтора 0,46—0,54% [Ставров, Быкова, 1961].

Средние содержания фтора в биотитах различных пегматитов Борщовочного кряжа колеблются в пределах 0,55—1,47%, в турмалинах его от 0,35 до 1,22%. Максимальные флуктуации характеризуют количества фтора в мусковитах, где даже по средним цифрам (из 3—6 определений) наблюдается разброс от 0,57% (мусковит-верделитовый тип группы альбитовых пегматитов) до 3,6% (мусковит-берилл-топазовый тип). При наличии нескольких фторсодержащих минералов в одном теле роль минерала-носителя фтора обычно играет мусковит, а при его отсутствии — лепидолит или биотит.

В биотите пегматитов Адун-Челона содержания фтора очень высоки: 3,9—4,5%. Это в 2—3 раза больше, чем в биотитах из границ массива, где фтора от 1,3 до 1,9%. Количество фтора в пегматитовом биотите превышает суммарное содержание воды (2,1—3,2%), CO₂ (0,5—0,6%) и хлора (0,06—0,11%). Это свидетельствует о высоком парциальном давлении фтора в составе пегматитообразующего флюида.

В пегматитах Волини фтор концентрируется в основном в литиево-железистых слюдах — биотите, протолитионите, циннвальдите и лепидолите. Они содержат от 0,16 до 4,7% F, а в отдельных образцах слюд из занорышей и больше [Лазаренко и др., 1973]. Кроме того, высокие содержания фтора наблюдаются в гидрослюдах («зеленые слюды»), развивающихся по протолитиониту, циннвальдиту и биотиту: до 4,3% F. Мусковиты, встречающиеся в пегматитах Волини значительно реже, содержат F 0,1—0,8%.

В коростенских гранитах вокруг хрусталеносных пегматитовых тел наблюдаются положительные аномалии фтора: вместо фоновых содержаний менее 0,1% в ореолах фиксируется от 0,1 до 0,3% F [Оганесян, Колбин, 1969]. Протяженность ореолов от 2 до 5 м от контакта пегматитового тела, что позволяет использовать фтор в качестве элемента-индикатора пегматитов. Аналогичные ореолы наблюдались и вокруг камерных пегматитов в пределах массива биотитовых гранитов Бег-Пак-Далы в Казахстане [Базаров и др., 1964]. Максимальные содержания фтора в гранитах возле контакта с пегматитовым телом, содержащим горный хрусталь и флюорит, достигают здесь 0,6%, а размеры положительных аномалий превышают 10 м от контакта. Затем в пределах 18—25 м от контакта, наблюдается отрицательная аномалия в содержаниях фтора, окружающая положительную.

Флюорит во многих миароловых пегматитах представляет практический интерес. Как было показано в недавней работе А. Г. Бу-

шева, А. В. Коплуса и С. М. Бескина [1985], промышленно флюоритоносными являются два типа пегматитов: 1) близкие к хрусталеносным (или одновременно и хрусталеносные) камерные пегматиты, связанные с гранитами повышенной щелочности, относящимися к аляски-лейкогранитной формации, и 2) богатые флюоритом и цирконо-силикатной минерализацией камерные пегматиты, связанные с щелочно-гранитной формацией гранитоидов. Примерами первого типа являются Кент, Каиб, Баян-Аул и другие месторождения Казахстана, Эль-Пасо и Теллер в штате Колорадо, США.

Материнские граниты флюоритоносных пегматитов содержат повышенное количество фтора — обычно от 0,15 до 0,39%, а среди летучих компонентов гранитов фтор явно преобладает над CO_2 и H_2O . При этом повышенная концентрация фтора обуславливает относительно низкие температуры кристаллизации гранитов: 560—660°C [Бакуменко, Косухин, 1976].

В газовой-жидких включениях флюоритоносных пегматитов Казахстана, судя по водным вытяжкам из истертых образцов кварца и флюорита [Арнаутков и др., 1965], главными анионами являются хлор, фтор и сульфат-ион, в то время как карбонатный и гидрокарбонатный ионы не обнаружены. Из катионов преобладают Si, Mn, Al, Mg, Ca, Fe, Ni, Ti, а Na и K присутствуют в подчиненных количествах.

Изучение водной вытяжки из минералов хрусталеносных полостей того же региона [Труфанов, 1966] дало преобладание Cl^- , HCO_3^- и SO_4^{2-} , в то время как фтор присутствует в следах и только в отдельных образцах. В катионной части главное значение имеют Na^+ , Ca^{2+} и K^+ , ион магния присутствует в подчиненном количестве, а ионы железа и бора — в следах или отсутствуют.

Хлор. Как ясно из сказанного выше, этот элемент играет главную роль среди анионов в газовой-жидких включениях миароловых пегматитов. Но в составе пород и минералов, отчасти из-за аналитических трудностей, хлор обнаруживается редко. В качестве минералов-узников во включениях пегматитов Волины [Лазаренко и др., 1973] описаны галит, занимающий до 20—25% объема включений в кварце, сильвин (до 2% объема) и относительно редкий водный хлорид железа $\text{FeCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

При химических анализах минералов миароловых пегматитов, включая слюды, хлор обычно не определялся. В нескольких анализах биотитов из пегматитов Борщовочного кряжа были обнаружены лишь следы элемента. В связи с этим мы не имеем каких-либо достоверных данных о распределении хлора в твердой фазе миароловых пегматитов этого района.

В биотитах из гранитов и пегматитов Адун-Челона содержания хлора колеблются в узких пределах: от 0,06 до 0,14%. А в водных вытяжках из кварца пегматитов этого массива хлора в 2—6 раз больше, чем фтора, что связано со значительным количеством кристалликов галита в газовой-жидких включениях.

Вода и углекислота. Содержания CO_2 в газовой-жидких включениях резко варьируют. Во флюоритоносных пегматитах концентрации ионов HCO_3^- и CO_3^{2-} очень низки. Но включения жидкой и/или газообразной CO_2 наблюдаются практически во всех миароловых пегматитах. Особенно характерны они для хрусталоносных камерных пегматитов.

Гомогенизирующиеся в газ включения, содержащие H_2O , CO_2 и H_2S , были установлены в кварце пегматитов Золотой Горы в Борщовочном кряже [Долгов, Бакуменко, 1964]. В ту же фазу гомогенизируются включения в топазе пегматитов Вольни [Долгов, 1968]. Они состоят в основном из воды и углекислоты и содержат обильные кристаллики галита. Концентрация солей во включениях порядка 26%, а CO_2 от 3,2 до 4,0 мг/л. В бериллах из миароловых пегматитов Восточной пегматитовой провинции Бразилии установлены H_2O , CO_2 и CH_4 [Correia, Neves, Josè, 1984]. По существу во всех изученных включениях минералов миароловых пегматитов главными компонентами являются вода и углекислота.

В некоторых месторождениях миароловых пегматитов присутствуют минералы группы карбонатов. В частности, в пегматитах Вольни достаточно обилён сидерит, в нескольких телах встречен кальцит, а из редких карбонатов здесь присутствует карбонат редких земель ряда паразит — бастнезит [Лазаренко и др., 1973]. В пегматитах Борщовочного кряжа кристаллы кальцита отмечались в составе глинистой массы, заполняющей занорыши.

Вода, являющаяся главным компонентом газовой-жидких включений, входит также — в виде гидроксила — в состав многих минералов пегматитов: слюд, турмалина, апатита и других фосфатов. Большое количество воды фиксируется в составе глинистой массы заполнения миарол. Обычно это смесь глинистых минералов группы каолинита с гидроокислами железа и карбонатами. При преобладании глинистой составляющей многие занорыши при вскрытии оказываются полностью заполненными. Присутствие растворимых в водных водах компонентов приводит к полному или частичному освобождению миарол.

Бор. Этот элемент распределен в миароловых пегматитах крайне неравномерно. Судя по широкому развитию в некоторых жильных пегматитовых телах турмалина, бор входит в число важнейших малых элементов. Средние содержания его в пегматитовых телах Борщовочного кряжа достигают иногда 0,1—0,2%, но обычно средние концентрации измеряются сотыми и тысячными долями процента. Для камерных пегматитов этот элемент вообще не характерен. В частности, в гранитах Коростенского плутона его всего 1,5 г/т, т. е. на порядок меньше кларка для гранитов, в пегматитах — 8 г/т [Ставров, Быкова, 1961], в измененных гранитах вокруг пегматитовых тел — до 2,6 г/т [Лазаренко и др., 1973].

Относительно крупные выделения турмалина (до 2 см в длину) встречены только в одном пегматитовом теле Вольни. Обычно же это мельчайшие кристаллы, обнаруживаемые лишь в протолочках

пегматитов. В газовой-жидких включениях из камерных пегматитов этого района, судя по водным вытяжкам, ион BO_3^- составляет обычно от 1 до 6% общего содержания солей при минерализации 10—35 мг на 1 кг пробы [Калюжный, Притула, 1967]. Это меньше, чем концентрации главных анионов (Cl^- , HCO_3^- и SO_4^{2-}), но соизмеримо с количествами иона фтора.

5.5. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Главной гесхимической чертой миароловых пегматитов является достаточно высокое суммарное содержание калия и натрия с обязательным преобладанием К над Na. Пока что нам известно только одно исключение из этого правила — существенно олигоклазовые пегматиты Малханского хребта. Эта же особенность свойственна и гранитам, с которыми связаны миароловые пегматиты — как жильные, так и камерные. По-видимому, именно высокая калиевоств гранитов и пегматитов обеспечивает повышенную щелочность остаточных растворов и их высокую растворяющую способность на заключительных стадиях послемагматического процесса [Татаринов, Шмакин, 1976].

Преобладающая часть миароловых пегматитов по содержаниям малых элементов и их соотношениям занимает промежуточное положение между мусковитовыми и редкометалльными пегматитами и близка к редкометалльно-мусковитовым пегматитам. Однако этим содержаниям свойственны резкие колебания, поскольку вторичные миаролы могут образоваться практически в пегматитах любой геохимической (минерагенической) специализации, от мусковитовых до редкометалльных.

Из летучих компонентов в миароловых пегматитах главное значение имеют вода и фтор. Концентрация углекислоты, судя по составу газовой-жидких включений и водной вытяжки, очень непостоянна: ее практически нет во флюоритоносных камерных пегматитах, тогда как в хрусталоносных камерных и во многих жильных пегматитах этот компонент занимает второе место после воды. Столь же неодинакова роль бора, почти отсутствующего в камерных пегматитах и одного из главных компонентов в турмалинодержащих жильных пегматитовых телах.

Поскольку миаролы образуются при резко пониженных значениях температуры и давления, полевые шпаты и слюды, турмалины и бериллы полостей «допускают» в свои кристаллические решетки значительные количества Li, Rb, Cs и других малых элементов. В связи с этим в полостях обычно не кристаллизуются собственные минералы малых элементов, а возникшие здесь или перекристаллизованные главные минералы миарол резко отличаются по составу и свойствам от таких же минералов в остальной массе пегматитовых тел.

Наконец, следует еще раз отметить, что в геохимическом отношении формация миароловых пегматитов изучена хуже всех других пегматитовых формаций. Частично это объясняется тем, что химический состав пегматитовых тел имеет минимальное значение для решения вопросов практического использования этих пегматитов.

Глава 6

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОВ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

В процессе описания пегматитов различных формаций мы уже частично останавливались на вопросах их происхождения. Напомним некоторые главные моменты развития учения о генезисе пегматитов.

А. Е. Ферсман, используя схему П. Ниггли и И. Фогта, в своей книге «Пегматиты», изданной в 1931 г., обосновал вывод об образовании пегматитов путем кристаллизации последних порций гранитной магмы, обогащенных летучими и подвижными компонентами, а также рассеянными элементами. Многие особенности состава и строения пегматитовых тел им объясняются последовательной кристаллизацией минералов из расплава с концентрированием в его остатке летучих и редких элементов.

При дальнейшем изучении пегматитов было обращено внимание на широкое развитие метасоматических процессов в пегматитовых жилах [Ландес, 1933]. Американские исследователи предложили «теорию гидротермального замещения», согласно которой пегматиты разделяются на простые и сложные, т. е. не подвергавшиеся и подвергшиеся перекристаллизации и замещению на гидротермальном этапе. Эти взгляды находили многочисленные подтверждения при изучении пегматитов, особенно мусковитовых. Они были поддержаны Д. С. Коржинским, С. М. Курбатовым и некоторыми другими нашими исследователями. При подготовке третьего издания «Пегматитов» [1940] А. Е. Ферсман учел и подробно осветил взгляды метасоматитов. Он писал, что процесс кристаллизации пегматитов идет отдельными этапами, связанными с изменением физико-химического равновесия системы и с растворением ранее выделившихся комплексов. Но дискуссия на этом не закончилась. Еще в 1931—1932 гг. Р. Горансон опубликовал данные об ограниченной растворимости воды в магматическом расплаве. Основываясь на них, А. Н. Заварицкий в 1944—1947 гг. писал, что схема П. Ниггли — И. Фогта неверна, что особой пегматитовой магмы нет, что пегматиты образуются из

обычных гранитных пород в результате их собирательной перекристаллизации под воздействием газового раствора. Эта точка зрения была поддержана и развита в 50—60-х годах В. Д. Никитиным, Н. М. Успенским и их учениками.

Правда, подавляющее большинство специалистов по пегматитам — и в Советском Союзе, и в США, и во многих других странах — продолжали оставаться на позициях А. Е. Ферсмана. Среди них необходимо в первую очередь упомянуть К. А. Власова, А. А. Беуса, А. И. Гинзбурга, американцев Р. Джанса и Е. Камерона, бельгийца Н. Варламова, индийских ученых С. К. Роя и Н. Л. Шарму. Не отрицая важной роли процессов перекристаллизации и метасоматоза, они объясняли главные особенности пегматитов с помощью эволюции специфического расплава.

Дискуссии между сторонниками магматического и метасоматического происхождения пегматитов были весьма острыми и привлекали внимание многих ученых и геологов-практиков. Споры принесли немалую пользу, поскольку заставляли искать новые и новые аргументы при изучении самих пегматитов и их взаимоотношений с вмещающими породами. Не закончились они и сейчас, хотя приобрели другой характер. Появилась масса нового геологического, минералогического, геохимического и экспериментального материала.

Обратимся к главным аспектам теории происхождения пегматитов и попытаемся обобщить современные достижения учения о пегматитах.

6.1. СВЯЗЬ ПЕГМАТИТОВ С МЕТАМОРФИЗМОМ И ГРАНИТАМИ

Уже давно обращено внимание на корреляцию между характером полезной минерализации в пегматитах и глубиной их образования, а также степенью метаморфизма пород, в которых залегают пегматитовые жилы. Эти наблюдения были обобщены в 1960 г. А. И. Гинзбургом и Г. Г. Родионовым в статье «О глубинах образования гранитных пегматитов». Статья положила начало современной классификации пегматитовых формаций, учитывающей условия образования и промышленную специализацию пегматитов. Пегматиты разделялись по глубинам формирования, вычисленным исходя из геологического строения пегматитовых поясов и возможной мощности перекрывающих пород.

Сделанное указанными авторами обобщение позволило предполагать генетическую связь между процессами метаморфизма (в том числе и ультраметаморфизма), с одной стороны, и процессами образования пегматитов — с другой. В начале 50-х годов на такую связь обратил внимание Г. Рамберг, изучавший древние кристаллические породы Западной Гренландии. Но его пегматиты — это по существу крупнокристаллические сегрегации полевых шпатов, кварца и слюд, не имеющие ни зональности, ни специфики состава. Такие пегматиты действительно могли возникнуть путем метаморфической диф-

ференциации. Обычно же говорят не о метаморфическом, а метаморфогенном происхождении пегматитов, допуская образование в результате метаморфизма гранитных выплавов, а затем — дифференциацию гранитной магмы с отделением пегматитового расплава.

Общей причиной метаморфизма, ультраметаморфических процессов и гранитообразования является повышение интенсивности глубинного теплового потока, выражающееся в увеличении геотермического градиента. В зонах с высоким геотермическим градиентом происходит резкое нарастание температуры с глубиной. Вторым важным фактором, определяющим характер метаморфических процессов в осадочных толщах, является давление. При этом давление летучих компонентов в зонах разного литостатического давления существенно различается. В. С. Соболевым с соавторами [1967] было показано, что режим CO_2 и H_2O резко изменяется в условиях разного литостатического давления, причем отношение $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ возрастает с общим ростом последнего.

Необходимо учесть при этом, что для всех пегматитовых формаций возможное литостатическое давление перекрывающих пород в 2—3 раза ниже, чем теоретически допустимое давление для соответствующих метаморфических фаций. В то же время давление на ранних стадиях пегматитообразования, определенное по включениям жидкой углекислоты в ранних генерациях минералов, более соответствует теоретическим величинам давления при метаморфизме окружающих пород. Следовательно, при образовании пегматитов имеет место «сверхдавление», обусловленное давлением летучих компонентов при соответствующих температурах. Оно возможно только в тектонически и литологически закрытых системах, когда резко ограничено удаление летучих.

В последнее время сделан новый шаг в изучении связей между процессами метаморфизма и пегматитообразования. На основе многолетних исследований в Саяно-Байкальской складчатой области В. А. Макрыгина [1981] установила, что не только температура и общее давление при метаморфизме, но и исходные содержания летучих компонентов в породах определяют парагенезис метаморфических минералов, состав образующихся гранитов и пегматитов. От состава первичных осадочных толщ и их механических свойств зависят динамика удаления флюидов во время реакций дегидратации и декарбонатизации пород и соответственно особенности флюидного режима. Чем более проницаема толща, тем ниже давление собственно метаморфогенного флюида и больше возможность поступления глубинных, ювенильных растворов. Соотношения температуры и давления значительно отличались в разных тектонических зонах земной коры, предопределив в них различные типы метаморфизма. В условиях высоких температур и высоких давлений образовались гранулитовые комплексы, средних температур и высоких давлений — пояса дистен-силлиманитового типа метаморфизма, средних температур и умеренных давлений — серии андалузит-силлиманитового типа метаморфизма. Соответственно эти тектонические зоны характеризуются определенными особенностями процессов гранитоидного магматизма и пегматитообразования.

Так на гранулитовый комплекс Алдана повсеместно наложены процессы ультраметаморфизма, протекавшие в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций [Петрова, Смирнова, 1982]. Они выразились в широком развитии плагиомигматитов и темных калишпатовых мигматитов с последующим выплавлением гранитной магмы в участках наиболее интенсивной мигматизации. Кристаллизация гранитов происходила на месте их выплавления или после перемещения образовавшегося магматического материала. В процессе кристаллизации гранитных расплавов происходила их дифференциация, которая могла приводить к образованию остаточных расплавов. При их кристаллизации формировались пегматиты уран-редкоземельной формации. Таким образом, для гранулитовых комплексов характерен генетический ряд: сланец гранулитовой фации — плагиомигматит — темной калишпатовый мигматит — гранит-пегматит.

Мусковитовые пегматиты, как мы видели, во всех районах мира обычно приурочены к породам амфиболитовой фации метаморфизма фациальных серий дистен-силлиманитового типа и распространение их практически совпадает с границами развития пород этой фации. В термодинамических условиях амфиболитовой фации возможно образование ультраметаморфических гранитов. Механизм и степень переработки метаморфической толщи определяются условиями температуры и давления в различных участках толщи. Так в Мамской пегматитовой провинции выделяются метаморфические и магматические пегматоидные граниты.

Зарождение метаморфических пегматоидных гранитов начиналось с обособления наиболее мобильного кварц-плагиоклазового материала гнейсов и сланцев. Высокое давление способствовало образованию кварц-плагиоклазовой эвтектики без калиевого полевого шпата, в связи с чем здесь широко распространены плагиомигматиты, тогда как при пониженном давлении их роль в зонах мигматизации резко снижается.

Местами локализации пегматоидного гранитного материала становились участки относительного понижения давления. Это открывающиеся при изгибе пластов полости отслоения или зоны тектонического «затенения» около жестких образований в более пластичных породах, например межбудинные пространства или (в микромасштабе — в гранат-двуслюдяных сланцах) «тени» давления около кристаллов граната, где и располагаются кварц-плагиоклазовые эвтектические обособления. Таким образом, механическая неоднородность метаморфической толщи способствовала локализации пегматитовых гранитов. В пределах пластов могло происходить перемещение кварц-полевошпатового материала, например, из крыльев складок в их замковые части, где образовывались более крупные тела метаморфических пегматоидных гранитов.

Для формирования крупных тел гранитов метаморфического происхождения необходим привнос натрия и кремния. Такой привнос осуществлялся, видимо, вследствие перераспределения элементов в пределах отдельных пластов и поступления их из более глубоких горизонтов. Калиевый этап в формировании метаморфических гра-

нитов проявлен слабо. Образование этих гранитов происходило при условиях, близких к условиям метаморфизма вмещающих пород, в верхних горизонтах гранитизируемой толщи.

В более глубокой части метаморфической толщи, при повышении температуры и давления, процесс мобилизации захватывает не только кварц и полевые шпаты метаморфических пород, но и слюды. Как показывают экспериментальные работы Винклера [Winkler, Platen, 1958], фон Платена [Platen, Höller, 1966], Штеуля [Steuhl, 1962], процесс анатектического выплавления начинается при температурах, не превышающих 700° , а при P_{H_2O} , равном 7 кбар, температура начала плавления составляет 655° . Выплавление 70—75% объема всей породы (биотитовый плаггиогнейс) происходит в интервале $20-30^{\circ}$.

Учитывая, что температура метаморфизма пород мамской толщи достигает в наиболее высокотемпературной зоне 650° , можно считать, что температуры расплавления могут быть достигнуты в нижних горизонтах этой толщи. В. Н. Мораховский [1966] и П. Н. Сучков, И. В. Давиденко и Е. Н. Калугин [Сучков и др., 1968] считают невозможным образование гранит-пегматитов в результате палингенеза метаморфической толщи, обосновывая такое заключение различиями химического состава пегматитов и гнейсов. Однако эксперименты по метаморфизму и анатексису биотитовых гнейсов [Steuhl, 1962; Platen, Höller, 1966] показывают, что выплавляющиеся из биотитовых плаггиогнейсов расплавы имеют состав, близкий к составу магматических пегматоидных гранитов.

Температура формирования магматических пегматоидных гранитов равна $650-720^{\circ}$ [Макагон, 1977] и близка к температурам, при которых происходит анатектическое выплавление кварц-альбит-ортоклазового расплава из биотитовых плаггиогнейсов, следовательно, приведенное возражение против палингенного образования расплава, из которого формируются пегматоидные граниты, не состоятельно. Дополнительным источником калия является его привнос в метаморфическую толщу по глубинным разломам во время палингенного образования гранитов [Шмакин, 1973].

В. Н. Шаров [1974], рассматривая образование пегматитов Северо-Байкальской мусковитовой провинции в процессе формирования гнейсомигматитовых куполов, также выделяет этап анатектического выплавления в сводах куполов с образованием больших масс гранитных пегматитов.

Образование пегматоидных гранитов из палингенного расплава подтверждается также особенностями состава их минералов. Как показали опыты по экспериментальному плавлению биотитового плаггиогнейса [Platen, Höller, 1966], выплавление кварц-альбит-калишпатового расплава сопровождается дифференцированным переходом в расплав компонентов плаггиоклаза и биотита. Из плаггиоклаза в расплав переходит фракция, обогащенная Na и Si, а из биотита — обогащенная железом. Наблюдаемые нами поокисление плаггиоклазов и значительно более высокая железистость биотита в

магматических пегматоидных гранитах по сравнению с метаморфическими породами согласуются с результатами эксперимента.

При рассмотрении условий образования анатектического расплава и формирования магматических пегматоидных гранитов необходимо также учитывать роль углекислоты в этих процессах.

Изучение газовой-жидких включений в минералах метаморфических пород и пегматоидных гранитов показало, что наряду с водой углекислота является одним из главных летучих компонентов анатектических расплавов в условиях метаморфизма дистенового типа. На важную роль этого летучего компонента в процессе формирования мусковитовых пегматитов указывалось ранее [Макагон, Шмакин, 1971]. Однако необходимо более подробно остановиться на механизме влияния CO_2 на процесс образования пегматоидных гранитов.

Как установлено экспериментальными исследованиями [Wyllie, Tuttle, 1959; Кадик, 1973], растворимость углекислоты в расплаве гораздо ниже, чем растворимость воды. Следовательно, ее высокое парциальное давление в толще метаморфических пород значительно повышает температуры плавления пород ($> 650^\circ$) относительно систем с H_2O или с H_2O и F , для которых появление расплавов отмечается соответственно уже при температурах $600-625^\circ$ [Luth et al., 1964] и 550° [Jahns, Burnham, 1958].

Расплавы, образовавшиеся в очагах палингенеза при метаморфизме дистенового типа, насыщены водой и углекислотой. Наличие последней, как показывают данные А. А. Кадика и О. А. Луканина [1973], приводит к тому, что расплав начинает «кипеть» при давлениях, гораздо более высоких, чем расплав, не содержащий CO_2 . Следовательно, расплав, образовавшийся в этих условиях, может терять воду и кристаллизоваться уже при небольшом снижении внешнего давления. Результат этого — незначительное перемещение палингенного расплава от очагов его образования.

Таким образом, как метаморфические, так и магматические граниты и пегматиты этой формации образовались в основном из материала метаморфических пород, переходящего в мобильное состояние при различных физико-химических условиях.

Образующийся в процессе палингенеза расплав проникал в верхние горизонты метаморфической толщи по многочисленным разрывным нарушениям. В процессе его внедрения происходила дифференциация магмы, что обычно наблюдается при интрузии палингенного расплава во вмещающие породы [Менерт, 1971]. В результате этого процесса образовались магматические пегматоидные граниты ортоклазовой и микроклиновой групп и двуполевошпатовые пегматитовые жилы [Макагон, 1977].

Вопросы связи редкометалльно-мусковитовых пегматитов с процессами метаморфизма очень сложны, так как пегматиты этой формации часто образуются в зонах наложения различных типов метаморфизма. Генетические связи редкометалльно-мусковитовых пегматитов с определенными гранитоидными формациями изучены также недостаточно. Имеющиеся данные по хамардабанскому метамор-

фическому комплексу и залегающим в нем редкометалльно-мусковитовым пегматитам [Макрыгина, 1981] показывают, что формирование последних может происходить в условиях метаморфизма умеренных давлений (3,5—5,5 кбар). В зонах мигматизации этого метаморфического комплекса происходило выплавление анатектических магм, дифференциация которых приводила к образованию пегматитовых расплавов. При их кристаллизации формировался зональный пегматитовый пояс, в котором к ставролит-андалузитовой зоне метаморфизма приурочены редкометалльно-мусковитовые пегматиты.

Рассматривая закономерности размещения поясов редкометалльных пегматитов, В. В. Архангельская и А. И. Гинзбург [1976] показали, что докембрийские пегматитовые пояса приурочены к грабенам, а фанерозойские — к грабен-синклиналям. При этом глубинные разломы, ограничивающие грабены, удается проследить современными геофизическими методами на несколько десятков километров в глубину. Грабены обычно имеют мозаичное блоковое строение, так что отдельные пегматитовые поля внутри поясов разделены поперечными разломами.

Для многих редкометалльных пегматитовых поясов Австралии, Азии, Америки и Африки характерна приуроченность к протерозойским троговым структурам, наложенным на архейский фундамент. Поскольку на участках трогов мощность подстилающего гранитного слоя уменьшена, а верхняя мантия разуплотнена, можно предполагать важную роль мантийных источников в формировании пород, слагающих пегматитовые пояса.

Для этих зон характерно развитие вулканогенно-терригенных осадков, метаморфизирующихся в условиях андалузит-силлиманитового типа метаморфизма. В толщах метаморфических пород находятся аллохтонные массивы гранодиоритов и гранитов, с поздними фазами которых обычно связывают редкометалльные пегматиты [Шмакин, 1987].

Проведенные исследования, однако, показывают, что редкометалльные сподуменовые и петалитовые пегматиты не являются непосредственными дифференциатами гранитоидов определенных массивов. Геохимические данные противоречат представлению об образовании сподуменовых пегматитов в результате дифференциации известково-щелочной гранитоидной магмы, образовавшей массивы гранодиоритов и гранитов. Располагаясь в зонах разломов, вне пространственной связи с конкретными гранитными массивами, серии жил сподуменовых пегматитов, по-видимому, являются продуктами сложного процесса глубинной дифференциации кислой магмы с привнесением лития и ряда других металлов по зонам глубинных разломов. Сейчас имеются данные, позволяющие считать, что литий может привноситься из зоны верхней мантии. В частности, обнаружены повышенные концентрации лития (и их корреляция с концентрациями мантийного изотопа ^3He) в растворах, изливающихся из разломов на дне Мирового океана [Рона, 1986].

С. М. Бескиным и Б. М. Шмакиным [1980] некоторые сподуменальбитовые пегматиты были выделены как самостоятельный вид

гранитоидов. Они не должны рассматриваться как материнские граниты каких-то пегматитов и сами не связаны с какими-либо гранитами.

Петалитовые пегматиты, формирующиеся в условиях низких давлений, также не могут считаться дифференциатами палингенных известково-щелочных гранитов. Имеющиеся данные по содержаниям бария и свинца указывают на их связь с рапакивиподобными гранитами. Эта связь является парагенетической. Видимо, формирование расплавов, из которых затем в процессе длительной глубинной дифференциации образовались пегматиты и рапакивиподобные граниты, происходило в более глубинных горизонтах, нежели палингенез известково-щелочной магмы. Эти расплавы формировались в условиях тектонической разгрузки на заключительном этапе орогенеза и начальном — платформенного режима.

Для камерных миароловых пегматитов наиболее очевидна связь с гранитами. Это продукты дифференциации магматического расплава массивов, в которых они расположены. Эти массивы находятся часто в зонах сочленения поздних складчатых структур и тяготеют к разломам глубинного заложения [Юсупов, 1974]. Для них характерны порфириовидность, высокая щелочность с преобладанием калия над натрием, часто это граниты-рапакиви, с которыми связаны хрусталеносные пегматиты.

6.2. ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Накопление фактического материала, данные термобарогеохимии и экспериментальные работы способствовали сближению генетических позиций различных школ исследователей пегматитов — магматистов, метасоматистов и метаморфистов. Как показало прошедшее в июне 1982 г. в г. Иркутске Третье Всесоюзное пегматитовое совещание, все магматисты, т. е. последователи А. Е. Ферсмана, признают метаморфогенное происхождение материнских гранитоидов, важную роль процессов метасоматоза. Метаморфисты, которые на первых порах развития своей гипотезы говорили об исключительно метаморфическом происхождении пегматитов, сейчас считают правоммерным образование метаморфогенных расплавов, их кристаллизацию и возможность последующего замещения. Только последователи взглядов А. Н. Заварицкого и В. Д. Никитина в основном остались на прежних позициях, но и в их построениях можно заметить отчетливую тенденцию к учету и объяснению фактов, противоречащих ранее принятой схеме.

Уже сейчас, основываясь на колоссальном фактическом материале, полученном при минералогическом и геохимическом изучении пегматитов, при разведочных работах на пегматитовых полях многих стран, с учетом экспериментальных исследований советских и зарубежных ученых, можно говорить о существовании единой метаморфогенно-магматической модели образования подавляющей мас-

сы гранитных пегматитов, в которых во время кристаллизации и после ее завершения происходят процессы ликвации, магматического и послемагматического метасоматоза, приводящие к появлению новых минеральных ассоциаций как в пегматитовых телах, так и в окружающих породах.

Процессам формирования пегматитов различных формаций и подформаций свойственны определенные различия. Уран-редкоземельные и слюдоносные пегматиты формаций высокого давления отличаются между собой в первую очередь разным парциальным давлением воды и углекислоты во флюиде. Для гранулитового комплекса Алдана характерно резкое преобладание CO_2 над H_2O в составе флюидной фазы, так что формирующиеся анатектические расплавы обеднены водой, давление воды при их раскристаллизации составляло 0,8 кбар [Томиленко, Чупин, 1983]. В метаморфическом комплексе Мамской слюдоносной провинции, метаморфизованном в условиях амфиболитовой фации, давление воды во флюиде выше, образующиеся здесь расплавы обогащены водой. $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в них составляет 3—5 кбар, а содержание воды в расплаве, из которого кристаллизовались графические пегматиты слюдоносных жил, достигало, по данным А. А. Томиленко и В. П. Чупина, 7%. Такое различие состава флюидной фазы определило разницу в температурах кристаллизации расплавов и интенсивности послемагматических процессов.

В уран-редкоземельных пегматитах, образовавшихся при высоких температурах (850°), послемагматические процессы проявлены очень слабо. Слюдоносные пегматиты, первичная кристаллизация которых начиналась с температур $650\text{—}700^\circ$, характеризуются интенсивным развитием послемагматического кварц-мусковитового замещения полевых шпатов (их гидролизом). Процесс формирования пегматитов проходил в условиях постепенного понижения температуры от 650 до 370°C и давления от 6 до 1,4 кбар. Понижение температуры и давления от начальных стадий пегматитового процесса к конечным установлено также для камерных и редкометалльных пегматитов [Долгов, 1968; Базаров, Моторина, 1969].

Наши представления о постепенном понижении температуры от внешних зон пегматитовых тел к внутренним не согласуются со взглядами Г. Г. Родионова и др. [1972] на ход пегматитового процесса. Эти исследователи предполагают наличие температурной инверсии между стадией эвтектической кристаллизации и стадией формирования зон блоковых пегматитов, основываясь прежде всего на более высоком содержании натрия во внешней мономинеральной части блоков микроклина по сравнению с внутренними участками, сложенными эвтектическими сростаниями микроклина и кварца. Однако повышение количества натрия в блоковом микроклине в этом случае может быть обусловлено снижением давления в процессе минералообразования. К тому же в блоках микроклина часто наблюдаются пертиты замещения. Следовательно, повышенное количество альбита во внешней мономинеральной части блоков микроклина может быть не связано с инверсией температуры в процессе образования пегматитов.

Высокое давление обусловило полное отсутствие пневматолитового минералообразования в процессах формирования мусковитовых пегматитов. Главным летучим компонентом послемагматических растворов, наряду с водой, является углекислота, концентрация которой, судя по газовой-жидким включениям, была значительно выше, чем концентрации хлора, фтора и других летучих компонентов.

Как указывалось ранее, высокая концентрация углекислоты в расплаве способствует его кипению и отделению воды при высоких давлениях. Так, при содержании в расплаве 5% H_2O и 0,5% CO_2 кипение и дегидратация магмы наступают при давлении 5—7 кбар [Кадик, Лукашин, 1973]. Следовательно, кристаллизация палингенной магмы в условиях метаморфизма дистенового типа наступает при незначительном снижении давления и сопровождается отделением большого количества воды. Последнему способствует и то, что метаморфические породы, в которые внедрялся палингенный расплав, всегда обогащены CO_2 относительно магмы [Соболев и др., 1967]. В результате происходило обогащение расплава углекислотой. Высвобождающаяся из расплава вода сыграла большую роль на послемагматическом этапе: под ее воздействием происходил интенсивный гидролиз полевых шпатов пегматитов, приведший к образованию промышленного мусковита.

Интенсивный гидролиз полевых шпатов наблюдается и во многих телах пегматоидных гранитов. Видимо, он происходил под действием водных растворов, освобождавшихся при кристаллизации расплава. Мусковитизации подвержены и значительные объемы метаморфических пород, вмещающих пегматиты [Шмакин, Макрыгина, 1969].

Таким образом, только высокая концентрация углекислоты в палингенном расплаве при высоком давлении могла обусловить отделение значительных объемов воды, под воздействием которой происходил гидролиз полевых шпатов с образованием мусковита и в пегматитах, и в гранитах, и в метаморфических породах. Именно этим объясняется постоянная приуроченность промышленных мусковитовых пегматитов к метаморфическим сериям высоких давлений [Макагон и др., 1975].

Понижение температуры на этапе послемагматического замещения пегматитов — главная причина возрастания кислотности послемагматических растворов [Макагон, Шмакин, 1971]. Новое повышение щелочности, проявляющееся в значительно меньших масштабах, является, по-видимому, следствием снижения давления и отделения от растворов части летучих компонентов. С возрастанием кислотности послемагматических растворов активность кислорода в них понижается, об этом свидетельствует понижение степени окисленности железа в биотите из зон кварц-мусковитового замещения [Макагон, Ширяева, 1969], наличие пирротина в этих же зонах и графита — в кварцевых ядрах. Параллельное изменение рН и потенциала кислорода согласуется с представлениями Д. С. Коржинского [1963] о роли этих параметров в глубинных процессах.

Сподуменовые и петалитовые разновидности редкометаллических пегматитов, как уже указывалось, отличаются в первую очередь

Т. Барта также показало более низкие температуры образования последних (по графику И. Д. Рябчикова — средняя температура для литиевых пегматитов равна 505° , для комплексных — 480°).

В сподумене наблюдаются включения, содержащие, кроме углекислоты и водного раствора, твердые фазы, которые при нагревании не изменялись. По данным экспериментальных исследований Л. Ш. Базарова [1974], включения этого типа могут образоваться при кристаллизации расплава-раствора.

В поллците первичные включения с жидкой углекислотой отсутствуют. Температура гомогенизации обычных газовой-жидких включений составляет $510-390^{\circ}$. Поскольку поллцит кристаллизуется в изучаемом комплексе одним из последних, то температура образования сподумена выше 500° и достигает, видимо, 550° . Согласно экспериментальным данным по сподумену [Штейнберг и др., 1972], такой температуре соответствует давление около 5 кбар. Наличие в сподумене включений жидкой углекислоты с высокой плотностью также указывает на высокое давление, при котором происходила кристаллизация этого минерала. Полученные по диаграмме РТV для углекислоты и по температурам ее гомогенизации во включениях величины давлений составляют 4—4,5 кбар (для 550°) и близки к указанным выше экспериментальным данным.

Тот факт, что в сподумене из пегматитов с комплексной специализацией распространены относительно низкотемпературные и менее плотные включения с жидкой углекислотой, указывает на более высокое давление, существовавшее при кристаллизации пегматитов с литиевой специализацией. Как известно, формирование пегматитов данного типа происходило в условиях крайне неспокойного тектонического режима, что подтверждается отсутствием или слабым проявлением зональности в строении пегматитовых тел. Присутствие включений с высокой плотностью CO_2 в сподумене и обычных газовой-жидких включений в поллците указывает на резкое снижение давления в процессе кристаллизации пегматитов с комплексной специализацией, в результате чего происходила гетерогенизация растворов на две фазы — водный раствор и жидкую углекислоту. Агрегатное состояние включений в поллците показывает, что при его кристаллизации фаза жидкой углекислоты в растворе отсутствовала, а давление летучих было пониженным.

Таким образом, пространственная зональность пегматитовых жил с различной специализацией обусловлена различиями между первоначальными температурами и давлениями при кристаллизации этих пегматитов. В процессе формирования пегматитов с комплексной специализацией происходило значительное снижение внешнего давления, приводившее к гетерогенизации раствора на две фазы: водный раствор — жидкая углекислота, в результате чего давление летучих на конечном этапе кристаллизации этих пегматитов резко снижалось. Кристаллизация комплексных пегматитов происходила в условиях относительно пониженного давления и температуры [Макагон, 1974], что согласуется с их залеганием в зонах разломов.

Общие температурные пределы кристаллизации различных структурно-парагенетических комплексов сподуменовых пегматитов со-

ставляют 600—200°, при этом сподумен-кварц-альбитовый комплекс кристаллизовался при температурах 600—490°, альбит-кварц-сподумен-микроклиновый — при 550—460° и кварц-мусковит-альбитовый — при 420—200°. Процессы послемагматического изменения вмещающих пород около жил сподуменных пегматитов очень интенсивны. Термометрические данные по включениям в минералах вмещающих пород указывают на относительно высокие их начальные температуры (около 450°).

Для процессов послемагматического замещения сподуменных пегматитов наиболее характерна альбитизация. Альбитом замещаются микроклин и сподумен с выносом калия и редких щелочей во вмещающие породы и образованием мощных зон экзоконтактных ореолов. Этот процесс протекал при относительно низких температурах — около 230—180°.

Петалитовые пегматиты формировались в условиях пониженных давлений. Особенности внутреннего строения жильных тел указывают на то, что пегматитовый расплав-раствор был гетерогенным в объеме камер, где происходила его кристаллизация. Видимо, низкое внешнее давление благоприятствовало гетерогенизации расплава-раствора. Этот процесс происходил наиболее интенсивно в протяженных плитообразных пологозалегающих телах. Обогащенность расплава-раствора фтором и водой также являлась одной из причин широкого развития его гетерогенизации, механизм которой был ликвационным. Как уже указывалось, в одном из полей петалитовых пегматитов наблюдалась апофиза лепидолитового слюдита, образовавшегося из высокофтористого силикатного расплава, обогащенного редкими щелочами, а также бором и фосфором. Образование этой апофизы могло произойти именно в результате ликвации расплава.

Как показано исследованиями Л. Г. Груфановой и Д. С. Глюка [1986], добавки к гранитному расплаву фтора и лития одновременно с водой приводят к его расслоению на существенно силикатный и существенно фторидный. При температуре 625—700°C и давлении в тысячу атмосфер происходит ликвация, если расплав содержит около 1% лития и 1,5% фтора, что близко к природным концентрациям этих элементов в редкометалльных пегматитах.

Можно предполагать, что в процессе охлаждения и эволюции пегматитового расплава, насыщенного летучими компонентами, разделением расплава на две или три части с резкими границами между ними могло происходить на нескольких стадиях (рис. 6.2). Такие расплавы обладали значительной подвижностью, в связи с чем они могли занимать различное положение в пределах пегматитового тела, проникать по трещинам в область его контакта с вмещающими породами, по границам между зонами, а также взаимодействовать с ранее выделившимися минералами. Именно поэтому редкометалльные петалитовые пегматиты (а они богаче летучими компонентами, чем другие) характеризуются наиболее сложной зональностью, различным сочетанием зон в разных сечениях одного пегматитового тела, наличием секущих прожилков.

Ликвационные явления при кристаллизации петалитовых пегматитов распространены очень широко, причем при обособлении литий-

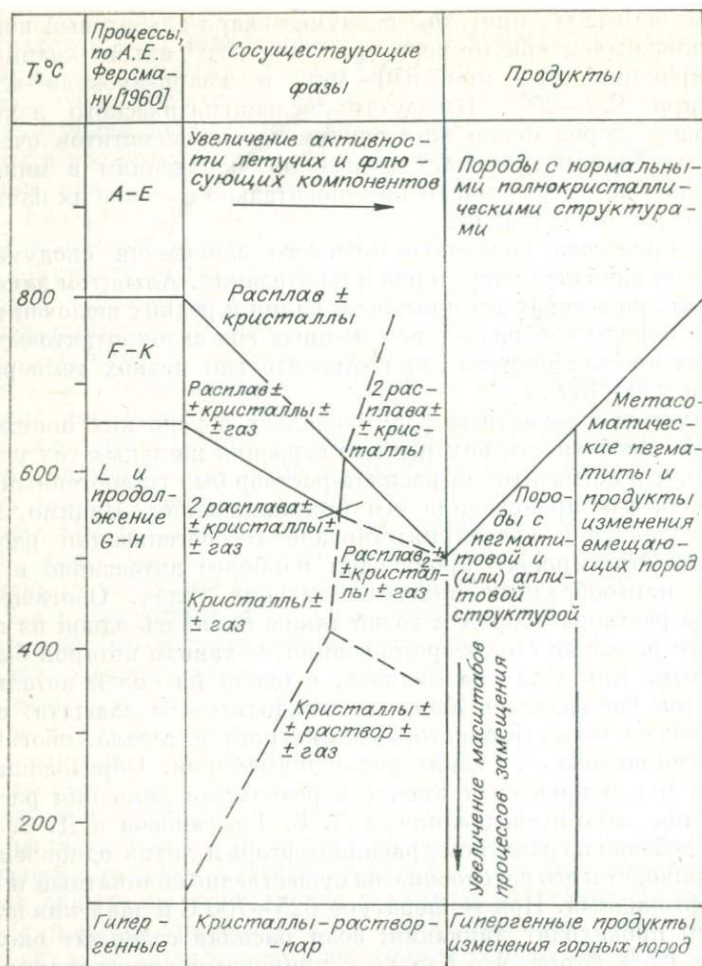


Рис. 6.2. Диаграмма пегматитового процесса по Р. Джансу и К. Бернему [Jahns, Burnham, 1969] с дополнениями Д. С. Глюка и Б. М. Шмакина [1986].

фтористого силикатного расплава образуются лепидолит-кварцевые участки, водно-силикатного расплава — мусковитовые участки. Ликвация идет с образованием фторидно-литиевых расплавов-растворов и водно-щелочно-алюмосиликатных расплавов, переходящих в водные растворы [Глюк, Шмакин, 1986]. Проявления ликвационных процессов наблюдаются на крупнейших пегматитовых объектах — Бикита в Зимбабве и Берник-Лейк в Канаде, являющихся типичными представителями петалитовых пегматитов. Ликвация пегматитового расплава приводит к нарушению классической зональности, так что попытки увязать наблюдения по зональности редкометалльных пег-

матитов [Norton, 1983] с известными классификациями [Камерон и др., 1951] показали ряд несоответствий.

Изучение распределения температур кристаллизации минералов в жилах петалитовых пегматитов также свидетельствует о широком проявлении в них процессов ликвации. Так, в одном из пегматитовых тел наиболее высокие температуры кристаллизации установлены для минералов центрального кварцевого ядра — берилла (температура гомогенизации включений 660—605°) и турмалина (585—450°). Температура гомогенизации включений в минералах внешних зон оказалась ниже, что указывает на их более позднюю кристаллизацию [Макагон и др., 1980]. Есть все основания предполагать, что зональное строение этих пегматитовых тел обусловлено расслоением пегматитового расплава, обогащенного летучими, а также флюсующими компонентами. Закономерное расположение анхимономинеральных обособлений мусковита и кварц-лепидолитовых участков в центральных частях жил, четкое выделение фосфатных комплексов, особенно с монтебразитом-амблигонитом, тоже указывают на явления ликвации. Резкие разграничения между калишпатовыми и альбитовыми зонами при близких температурах кристаллизации, устанавливаемых по гомогенизации включений в минералах, свидетельствуют о ликвационном процессе как главном механизме формирования первичной зональности пегматитовых тел. Отделяющиеся в процессе эволюции пегматитовых расплавов растворы могли производить аутометасоматические изменения первичных парагенезисов.

При широком развитии ликвационных явлений контрастные ореолы рассеяния вокруг пегматитов могут формироваться и на магматическом этапе. Сверхстехиометрические компоненты, в первую очередь редкие щелочи, CO_2 , В, F, H_2O уже в предкристаллизационный период могут обособляться и взаимодействовать с вмещающими породами. Неодинаковое содержание редких щелочей и летучих в разных участках пегматитовых тел определяют существенные различия их содержаний в близких участках экзоконтактов.

Таким образом, сравнение условий образования редкометалльных сподуменовых и петалитовых пегматитов показывает, что первые кристаллизовались в условиях высоких давлений, причем главным летучим компонентом являлась углекислота, а вторые — в условиях относительно низких давлений при широком проявлении процессов ликвации, обусловленных повышенным количеством в пегматитовом расплаве H_2O , F, а также фосфора и иногда бора.

В миароловых пегматитах наблюдается последовательная смена первичных структурных зон от периферии пегматитовых тел к центру, являющаяся результатом единого эволюционирующего процесса магматической кристаллизации в условиях замкнутой системы. Этот процесс заканчивается кристаллизацией блоковых кварц-полевошпатовых зон и ранних минералов в миаролах магматического этапа. В последних продолжается минералообразование на послемагматическом этапе. На эволюционность единого процесса кристаллизации магматического этапа указывает понижение температур гомогенизации расплавных включений от внешних зон пегматитовых тел

к внутренним [Косухин и др., 1984]. При этом кристаллизация во внутренних зонах происходила из более богатых водой, фтором, литием, бором растворов по сравнению с внешними зонами.

Наряду с высокими температурами кристаллизации миароловых пегматитов (Волянь, Золотая Гора) известны низкие температуры их кристаллизации — ниже 600° . Однако во всех случаях температуры образования миароловых пегматитов несколько ниже температур кристаллизации вмещающих их гранитов.

Высокотемпературные миароловые пегматиты формируются в гранитных массивах, когда сосуществующий с расплавом флюид содержит значительное количество углекислоты. В случае накопления в водно-флюидной фазе солей происходит образование низкотемпературных миароловых пегматитов. Флюидная фаза в этом случае обогащена флюсующими компонентами (литием, фтором, бором). При высоких содержаниях летучих компонентов могут происходить ликвационные процессы с обособлением силикатно-солевых расплавов-рассолов. Особенно это характерно для миароловых пегматитов с редкометалльной специализацией, в которых установлены расплавы включения с относительно низкими температурами гомогенизации (515°C). Таким образом, в этом случае пегматитовые расплавы являются продуктами глубокой дифференциации гранитоидной магмы.

Для миароловых пегматитов ряда регионов характерно превышение давления флюида на стадии магматической кристаллизации над литостатическим, что обуславливается наличием экранов плотных пород, обеспечивающих замкнутость пегматитовой системы и «автоклавный» эффект. Если при магматической кристаллизации камерных пегматитов происходила дегазация флюида по системам трещин или пор, во вмещающих гранитах образовывались газовые (углекислотные) ореолы.

6.3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ПЕГМАТИТОВ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

При изучении пегматитов различных формаций выявлен ряд их важнейших геохимических особенностей. Характерными элементами уран-редкоземельных, мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов являются трех- и двухвалентные элементы: редкие земли для первых и Ca, Ba, Sr, Pb для двух последних. Во флюидной фазе наиболее важным летучим компонентом является углекислота. В уран-редкоземельных пегматитах, наряду с углекислотой, значительную роль может играть фтор, тогда как в мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых большое значение имеет высокое парциальное давление воды. Именно сочетание высоких парциальных давлений CO_2 и H_2O во флюидах пегматитообразующих расплавов определяет мусковитовую специфику этих пегматитов. Высокое давление CO_2 при наличии воды вызывает интенсивный гидролиз полевых шпатов в баростатических условиях, обуславливающий рост крупных кристаллов мусковита.

Для геохимии мусковитовых пегматитов важно подчеркнуть необходимость привноса калия во время образования материнских пегматоидных гранитов. Можно предполагать, что калий привносился по глубинным зонам, являвшимся и проводниками теплового потока, обусловившего гранитообразование. Вместе с калием могли привноситься и некоторые другие элементы, количество которых в метаморфических породах ниже, чем в гранитах. В процессе образования первичных структурных зон мусковитовых пегматитов и гранитов наблюдается концентрирование двухвалентных элементов. При послемагматическом изменении мусковитовых пегматитов волнообразная эволюция кислотности растворов приводит к усилению или ослаблению роли отдельных элементов и к соответствующему изменению величин отношений Rb/Cs, Ba/Sr, Σ Ce/Y, Nb/Ta и других родственных элементов с разной величиной электроотрицательности. Важную информацию дает отношение Ba/Rb, которое характеризует как степень дифференциации магматических расплавов, из которых формируются мусковитовые пегматиты, так и интенсивность процессов замещения пегматитов.

Геохимическая зональность пегматитовых полей отчетливо фиксируется в пегматитовых поясах Индии [Шмакин, 1970a]; она проявляется и в условиях Мамского пегматитового пояса Восточной Сибири. Дифференциация магмы происходила в пределах всего пространства распространения пегматоидных гранитов и мусковитовых пегматитов. Одной из главных зон глубинного теплового потока здесь является Центральное антиклинальное поднятие, в котором широко распространены пегматоидные граниты. Кроме того, наблюдаются более ограниченные очаги палингенеза, вокруг которых проявляется геохимическая зональность пегматитового поля. Во внешних участках пояса могут образовываться и редкометалльно-мусковитовые пегматиты.

Сравнение содержаний малых элементов в мусковитовых пегматитах различных поясов и полей показывает наличие региональных различий (см. гл. 2). Причиной этому является разная степень дифференциации магматического расплава, из которого кристаллизовались пегматиты. Приведем в качестве примера геохимическую зональность в пределах Согдиондонского пегматитового поля в Мамском поясе (табл. 6.1). Распределение редких элементов в минералах пегматитов здесь строго закономерно. Пегматитовая жила вблизи массива пегматоидных гранитов (верховье р. Согдиондон) сложена графическим пегматитом. Для калиевого полевого шпата этой жилы характерны высокие содержания Ba и Sr и низкие — Rb, Cs, Tl. Жила 15 (г. Высокий) удалена от пегматоидных гранитов на расстояние 3—4 км. Содержания Ba и Sr в микроклине из этой жилы значительно ниже, а Rb, Cs, Tl — несколько выше, чем в первой жиле. Жила 117 (г. Новый) находится на северо-западном фланге пегматитового поля и характеризуется наиболее высокими содержаниями в минералах Rb, Cs и Tl, самыми низкими концентрациями Ba и Sr. Отношение Ba/Rb резко понижается от первой жилы к третьей, что свидетельствует о дифференциации магматического материала в

Таблица 6.1

Содержание элементов-примесей (г/т) в калиевых полевых шпатах из графических зон пегматитовых жил (Согдиондонское месторождение)

Номер жилы	Расстояние до пегматоидных гранитов, км	Число проб	Rb	Cs	Tl	Ba	Sr	Ba/Rb
—	Около пегматоидных гранитов	2	197	2	1,2	12 800	590	65,0
15	3—4	6	415	6	1,7	4 800	500	11,0
117	8—10	6	495	20	3,2	2 200	280	4,4

процессе формирования пегматитового поля. Аналогичные данные имеются и для других месторождений Мамского района.

Следовательно, можно говорить не только о минеральной и структурной зональности пегматитового поля [Завалишин, Чесноков, 1971], но и о геохимической зональности, обусловленной различиями в температурах и давлениях на разных расстояниях от пегматоидных гранитов.

На послемагматическом этапе происходит не только изменение минерального и элементного состава самих пегматитов, но и активное замещение вмещающих пород. В результате в них возникают положительные геохимические аномалии Ba, Rb, Pb и Tl, иногда Be, V, F, P, редкоземельных элементов [Шмакин, Макрыгина, 1969]. Как показало сравнительное изучение мусковитовых пегматитов из различных районов Восточной Сибири и Индии, уровни концентрации отдельных элементов в ореолах определяются не только составом пегматитов, но и содержаниями элементов во вмещающих породах [Шмакин, 1976].

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты занимают промежуточное положение между мусковитовыми и редкометалльными не только по минеральному составу, но и по геохимическим особенностям. Петрогенные элементы содержатся в них примерно в тех же количествах, что и в мусковитовых пегматитах. Из малых элементов наибольший интерес представляют редкие щелочи: литий, рубидий и цезий. Их соотношение в породах и минералах позволяет проследить эволюцию щелочности послемагматических процессов, выявить региональные различия пегматитов. В отличие от мусковитовых пегматитов, формирующихся при активном обмене компонентами с вмещающими породами на этапе послемагматического аллометасоматоза, в редкометалльно-мусковитовых пегматитах возможно накопление лития, рубидия и цезия в растворах на стадии образования кварцевого ядра. Хорошим индикатором специализации этих пегматитов является барий-рубидиевое отношение, величина которого в начальных генерациях минералов примерно одинакова в различных пегматитовых полях.

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты формируются на флангах полей мусковитовых пегматитов [Макрыгина, 1982], в зонах ме-

таморфизма эпидот-амфиболитовой фации, или из более поздних порций пегматитовых расплавов, обогащенных редкими щелочами, Та, Nb, — в центральных зонах пегматитовых полей.

Из летучих компонентов главную роль в редкометалльно-мусковитовых пегматитах играют вода и углекислота. На некоторых месторождениях к ним присоединяются бор и фосфор. Содержания других компонентов обычно очень низки.

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты, связанные с зональными монометаморфическими комплексами, являются главной составной частью ярко выраженных зональных пегматитовых поясов с закономерно изменяющимися по профилю пояса в пегматитах и их минералах содержаниями и отношениями Li, Rb, Ba, Pb [Макрыгина, 1981].

Редкометалльные сподуменовые и петалитовые пегматиты по сравнению с мусковитовыми характеризуются накоплением редких щелочей, Be, Sn, Tl, Ta, Nb и резко обеднены Ba и Sr, а петалитовые — и Pb.

Ранние магматические структурно-парагенетические комплексы сподуменовых пегматитов обогащены Li, Rb, Cs, Tl. Главным отличием сподуменовых пегматитов от мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых является широкое развитие процесса альбитизации на поздних этапах их становления. В этом процессе происходят вынос редких щелочей и привнос Та и Nb. В случаях интенсивного проявления процессов гидролиза и альбитизации под воздействием водно-фтористых растворов пегматиты резко обогащаются оловом.

Петалитовые пегматиты характеризуются резкой неоднородностью распределения редких элементов, контрастным обогащением отдельных участков редкими щелочами, танталом, оловом. Это обусловлено широким проявлением в них процессов ликвации.

На стадии послемагматического замещения пегматитов, выражающегося в альбитизации калиевого полевого шпата, в последнем резко увеличивается содержание бария, что указывает на воздействие растворов, обогащенных этим элементом. Очень низкие содержания свинца, а также относительно высокие количества бария не позволяют считать эти пегматиты дифференциатами магмы, из которой формировались гранитоиды известково-щелочного ряда. Распространенные в районе рапаквивоподобные граниты фиксируют субплатформенный режим земной коры на конечном этапе формирования нижнепротерозойского комплекса гранитоидов. Эти гранитоиды обогащены барием и обеднены свинцом. Видимо, подобная геохимическая близость петалитовых пегматитов и рапаквивоподобных гранитов указывает на их генетическое родство и глубинное происхождение пегматитового расплава. Генетическое родство петалитовых пегматитов и рапаквивоподобных гранитов подчеркивается и их близким возрастом.

Вопросы зональности пегматитовых полей сподуменовых и петалитовых пегматитов традиционно решались на основе представлений о последовательном отделении порций пегматитовых расплавов из остывающей и кристаллизующейся магмы известково-щелочных гра-

Содержание калия, натрия (%) и элементов-примесей (г/т) в микроклине поля сподуменовых пегматитов

Пегматиты	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Tl	Pb
Внутригранитные	10,7	1,62	42	1400	Не обн.	1000	83	10	32
	11,2	1,38	42	1112	»	780	110	10	60
Внегранитные микроклиновые	11,3	1,35	16	1044	84	28	25	10	63
	11,0	1,73	12	2000	78	32	66	16	24
микроклин-альбито- вые	11,0	1,48	12	2150	78	42	42	23	38
	11,0	1,58	12	1875	73	35	51	18	35
Внегранитные сподуме- новые	10,9	1,32	44	3890	196	160	170	46	26
	9,8	0,81	70	6667	400	200	110	63	22

нитоидов. Однако имеющиеся геохимические данные противоречат такому представлению о зональности полей редкометалльных пегматитов. Так, при многократной дифференциации магматических очагов содержания бария в сподуменовых и петалитовых пегматитах должны были быть гораздо ниже, чем наблюдающиеся в них концентрации.

Изучение проб микроклина из пегматитов вблизи массивов палингенных гранитов известково-щелочного ряда показывает, что содержания бария в нем снижаются до 28 г/т (табл. 6.2), тогда как микроклин внутригранитных графических пегматитов обычно характеризуется высокими содержаниями бария (7200—1000 г/т). В изученном детально поле петалитовых пегматитов одновременно с повышением количества бария в петалитовых жилах относительно микроклин-альбитовых наблюдается понижение концентраций свинца (табл. 6.3). Очень низкие содержания свинца в микроклине петалитовых пегматитов также противоречат предположению о происхождении их в результате многократной дифференциации известково-щелочной палингенной магмы.

Имеющиеся геохимические данные показывают четкие различия между пегматитами, образовавшимися при дифференциации магматического расплава гранитоидов известково-щелочного ряда, и петалитовыми пегматитами. На примере калиевых полевых шпатов (табл. 6.4) хорошо видно, что пегматиты с бериллиевой и оловянной специализацией существенно отличаются от петалитовых пегматитов.

Как указывалось выше, главной геохимической чертой **миароловых пегматитов** является преобладание калия над натрием при относительно высоком их суммарном содержании. Эта же особенность свойственна и гранитам, с которыми связаны миароловые пегматиты. По-видимому, именно высокая калиевость гранитов и пегматитов обеспечивает повышенную щелочность остаточных растворов и их высокую растворяющую способность на заключительных этапах послемагматического процесса [Татаринов, Шмакин, 1976]. Она же благоприятствует отделению водно-солевых флюидов, из которых происходит кристаллизация минералов камер.

Содержание калия, натрия (%) и элементов-примесей (г/т) в микроклине поля петалитовых пегматитов

Пегматиты	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Tl	Pb
Внутригранитные	11,90	1,11	Не обн.	440	Не обн.	7200	3600	Не обн.	36
	12,10	0,82	»	300	»	3200	300	»	48
	10,80	1,70	»	710	»	120	57	»	58
	11,0	1,40	»	370	»	360	100	2,0	25
Внутригранитные микроклин-аль- битовые	10,90	1,15	»	9 800	1000	46	93	151	9,5
	10,90	1,31	»	10 900	910	54	100	138	9,1
	12,30	0,43	»	9 400	560	460	80	2,2	72,5
Петалитовые	10,35	1,24	53	7 400	477	110	100	77	4,0
	10,50	1,15	160	16 400	1910	100	95	182	8,0

Миароловые пегматиты обычно занимают промежуточное положение по содержаниям малых элементов между мусковитовыми и редкометалльными и близки к редкометалльно-мусковитовым. Однако их содержания здесь очень резко варьируют, поскольку вторичные миаролы могут образоваться в пегматитах любой минералогической формации — от собственно мусковитовых до собственно редкометалльных.

Главным фактором минералообразования в миароловых пегматитах являются летучие компоненты. Из них наибольшую роль здесь играют вода и фтор. Углекислота присутствует не всегда [Косухин и др., 1984]. Она отсутствует во флюоритоносных камерных пегматитах, но в хрусталеносных ее значение велико. Также нестабильны содержания бора в миароловых пегматитах, он отсутствует в камерных пегматитах и является одним из главных в турмалиноносных жильных телах.

Миаролы образуются при относительно низких температурах и давлениях, в этих условиях полевые шпаты, слюды, турмалины, бериллы «допускают» в свои кристаллические решетки значительные количества Li, Rb, Cs. Образующиеся за счет перекристаллизации главные минералы миарол по содержанию этих элементов резко отличаются от этих же минералов в остальной массе пегматитовых тел.

Таким образом, рассматривая геохимические особенности пегматитов различных формаций, необходимо подчеркнуть, что в пегматитах высоких давлений важную роль играют, наряду с щелочами, двух- и трехвалентные элементы, а среди летучих — CO_2 при пониженных содержаниях H_2O в уран-редкоземельных пегматитах и повышенных — в мусковитовых. Геохимической особенностью пегматитов умеренных давлений является резкое концентрирование редких щелочей и металлов высокой валентности — Sn, Ta, Nb, а также высокие содержания CO_2 или F и H_2O во флюидной фазе. Для миароловых пегматитов определяющим фактором является накопление летучих в процессе кристаллизации или воздействие наложенных водно-солевых флюидов с фтором, углекислотой, бором.

Содержание калия, натрия и элементов-примесей в калиевых полевых шпатах пегматитов [Макрыгина и др., 1977]

Зона (кол-во проб)	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Pb	Sn	Tl	Rb/Ba	Cs·100 Ba	K/Rb	Rb/Cs	
	вес. %					г/т									
Безрудные пегматиты без процессов замещения															
Графическая (1)	11,38	1,08	He обн.	0,014	He обн.	1700	420	13	He обн.	He обн.	0,1	—	784	—	
Блоковая (3)	11,10	1,45	»	0,044	0,001	425	275	27	»	»	1	2	52	44	
Пегматиты с развитием процессов турмалинизации и мусковитизации															
Неяснографическая (2)	9,89	2,14	He обн.	0,118	0,001	82	35	22	1,9	He обн.	14	12	85	118	
Боковая (5)	10,29	2,02	»	0,129	0,002	73	38	18	1,3	1,2	17	27	80	64	
Пегматиты с бериллиевой специализацией															
Блоковая, около контакта (2)	8,45	2,63	He обн.	0,117	0,001	48	29	10	2,5	4	24	24	72	117	
Блоковая, центр жилы (2)	8,86	2,56	»	0,270	0,006	59	62	7	1,8	10	45	101	32	45	
Пегматиты с оловянной специализацией															
Блоковая, центр жилы (2)	10,50	1,30	He обн.	0,423	0,011	82	98	7	21,5	31	52	134	25	38	
Петалитовые пегматиты с Ta — Cs — Li специализацией															
Блоки вблизи контакта (2)	9,20	2,16	0,004	0,610	0,043	112	91	3	2,8	43	55	383	15	14	
Блоковая (1)	10,55	1,72	0,019	1,113	0,120	40	130	He	определялись		282	3000	9	9,4	
Блоковая (2)	10,48	1,18	0,028	1,408	0,156	30	135	»	»		469	5200	10	9	
Блоки около кварцевого ядра (2)	12,75	0,29	0,007	0,363	0,041	800	54	He обн.	1,0	1,3	4,5	51	35	8,8	
Петалитовые пегматиты с Ta — Rb специализацией															
Блоковая (2)	10,45	0,41	0,001	1,277	0,028	580	130	4	10,6	85	22	48	8	45	
Блоковая (2)	9,81	1,67	0,007	1,540	0,078	120	150	9	3,2	138	128	650	6,3	20	
Блоковая (13)	10,89	1,11	0,0175	2,04	0,308	107	159	16,1	He опр.	253	190,6	2879	5,3	6,6	
Блоковая (9)	10,80	1,08	0,0269	2,13	0,280	69	158	14,5	»	222	308,7	4057	5,1	7,6	
Блоки в кварцевом ядре (1)	10,30	1,30	0,001	1,052	0,018	1100	110	3	6,5	68	9,5	46	9	58	

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ПЕГМАТИТОВ

Геохимические критерии для поисков и оценки промышленной значимости пегматитов стали использовать у нас сравнительно недавно — в 50-х годах нашего столетия. Основная причина этого — недостаточная изученность многих типов пегматитов. Естественно, что первыми объектами геохимических поисков стали редкометалльные пегматиты, концентрирующие ряд элементов в количествах, резко превышающих их фоновые содержания. При этом использовались как первичные, так и вторичные ореолы рассеяния редких элементов и их спутников.

Предпринятое в 60-х годах всестороннее геохимическое изучение мусковитовых пегматитов показало реальную возможность глубинного поиска и оценки слюдоносности этих объектов по первичным геохимическим ореолам и ореолам декрепитационной активности («пропаривания»). Редкометалльно-мусковитовые и миароловые пегматиты продолжают изучаться геохимиками ряда стран. Однако уже сейчас ясно, что к ним, так же как к редкометалльным и мусковитовым пегматитам, применимы методы оценки геохимической (и минералогической) специализации по уровням концентрации и параметрам распределения элементов в пределах жил или отдельных минералов. Большое значение может иметь также изучение различными методами состава газовой-жидких включений в минералах.

Региональные и локальные геохимические особенности пегматитов вносят, разумеется, некоторые осложнения в практическое применение геохимических критериев. В некоторых случаях использование их возможно только после проведения некоторого объема опытных работ. Однако главные геохимические особенности пегматитов различной специализации проявляются настолько четко, что не зависят ни от возраста, ни от геологического положения пегматитовых полей [Шмакин, 1983].

Переход при геолого-разведочных работах на глубинные поиски, в том числе «слепых» рудных тел, сопряженный с задачей минимальных затрат на буровые и горно-проходческие работы, приводит к необходимости все более широкого использования геохимических методов. Практика применения этих методов в ряде пегматитовых районов показала достаточную надежность в сочетании с экспрессностью и сравнительно низкой стоимостью. Нет сомнения в том, что в дальнейшем роль геохимических (как и геофизических) методов в комплексе поисково-разведочных работ на пегматиты будет возрастать.

7.1. ПЕРВИЧНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ

Несмотря на то, что геохимические методы поисков месторождений начали развиваться в нашей стране [Сафронов, Сергеев, 1936], первые попытки их применения к поискам и оценке пегматитов принадлежат американским исследователям. В 1943 г. была опубликована статья Т. Квирка и Х. Кремерса [Quirke, Kremers, 1943], в которой была показана зависимость содержаний элементов-примесей в минералах от наличия в пегматитах редкометалльной минерализации. А в 1944 г. В. Столл обнаружил присутствие бериллия и некоторых других элементов-индикаторов в экзоконтактах редкометалльных пегматитов Новой Англии [Stoll, 1945].

Работы советских исследователей по ореолам пегматитовых тел выполнялись практически одновременно на редкометалльных и слюдоносных объектах. Группа ленинградских специалистов под руководством М. М. Ермолаева [1959] оценила возможности применения геохимических методов для оценки редкометалльных пегматитов. Тогда же было начато изучение экзоконтактных изменений слюдоносных пегматитовых жил в Северной Карелии [Колесникова, 1958] и в Мамском пегматитовом поясе Восточной Сибири [Дворкин-Самарский, Козулина, 1960].

Учитывая существенные различия в минеральном и элементном составе ореолов мусковитовых и редкометалльных пегматитов, целесообразно рассмотреть их отдельно.

7.1.1. Ореолы мусковитовых пегматитов

Уже в начале 50-х годов геологи Мамско-Чуйской геолого-разведочной экспедиции И. И. Базыльчук и А. П. Баранов провели в небольших масштабах опытные биогеохимические работы с целью отыскания индикаторов слюдоносных пегматитов в растениях. Работами руководил С. М. Ткалич [1959]. Во второй половине 50-х годов начались работы по вторичным ореолам рассеяния на мусковитовых пегматитах Северо-Запада СССР [Покровский, Ракицкий, 1971]. Предпринятые в этих двух слюдоносных районах исследования показали наличие определенных геохимических индикаторов пегматитов, но контрастность аномалий была слабой, и практического применения поиски по вторичным ореолам не получили.

Тем не менее в 60-х годах в Мамской слюдоносной провинции изучение возможностей использования вторичных ореолов для поисков пегматитов продолжалось параллельно с изучением первичных ореолов. Оказалось, что перспективные на обнаружение мусковитовых пегматитов площади выделяются повышенными содержаниями в рыхлых отложениях бария, свинца, иногда фосфора и пониженными концентрациями элементов группы железа [Фунтиков, Боголюбов, 1968]. Из элементов-индикаторов в растениях лучшим оказался цезий [Загоскин и др., 1971]. Но вторичные ореолы позволяют только оконтурить площадь развития пегматитов,

выходящих на дневную поверхность, — без разделения их на слюдоносные и бесплодные. Поскольку поисково-съёмочные работы в Мамском пегматитовом районе уже завершены, использование вторичных ореолов здесь вряд ли целесообразно.

Изучение зон экзоконтактовых изменений вокруг пегматитовых тел с мусковитовой минерализацией и первичных геохимических ореолов в их пределах было выполнено В. А. Макрыгиной и В. Е. Загорским в Мамском слюдоносном районе, М. П. Глебовым — в Гутаро-Бирюсинском районе. Они показали, что первичные ореолы измененных вмещающих пород и аномалии ряда элементов в их пределах свойственны всем слюдоносным пегматитовым телам Мамского района и практически отсутствуют у бесплодных жил [Шмакин, Макрыгина, 1969]. Несмотря на инфильтрационный способ образования ореолов, они имеют, как правило, непрерывный характер. Этому способствуют облегченная циркуляция растворов вдоль контактов пегматитовых тел и относительно легкая проницаемость тонкослойных метаморфических пород. Благодаря значительным размерам по сравнению со слюдоносными жилами и распространению над пегматитовыми телами и по их флангам, первичные ореолы могут быть использованы для поисковых целей.

Инъекционные пегматитовые тела, содержащие мусковит, могут быть обнаружены в метаморфических породах по положительным 2—4-кратным аномалиям содержания рубидия, бария, свинца, таллия в зонах микроклинизации и сопряженным с ними отрицательным (в 2—6 раз ниже фона) аномалиям содержания ряда элементов в зонах окварцевания. В зонах мусковитизации накапливаются Cs, Li, Be, R3Э, F и В. Ширина ореолов и аномалий связана с положением и размерами слюдоносных зон в пределах пегматитовых тел. При нахождении слюды в верхних частях жил на нижних их горизонтах она составляет 5—10 м, а в верхних частях тел и над «головами» жил увеличивается до 50—80 м.

Соотношения зон измененных вмещающих пород в ореолах дают возможность поисков «слепых» слюдоносных тел на глубине от 5—15 (по широким зональным ореолам с разнонаправленными аномалиями) до 40—60 м (по появлению микроклинизированных пород с положительными аномалиями Rb, Ba, Pb и Tl). Связь преобразований вмещающих пород с соответствующими стадиями метасоматоза в пегматитах позволяет предполагать и возможный характер ослюдонения. Преимущественное развитие микроклинизации и мусковитизации или одной мусковитизации пород характерно для жил с кварц-мусковитовым замещением, а преобладание микроклинизации и окварцевания либо одного окварцевания свидетельствует о возможном развитии мусковита по биотиту или «пегматоидного» мусковита.

Важным критерием при поисках пегматитовых тел по ореолам является также изменение дисперсии содержаний. Этот показатель в последнее время привлекает внимание геохимиков в различных аспектах [Гаусон и др., 1965]. Для ореолов слюдоносных жил Мамского района характерно увеличение дисперсий содержаний Rb,

Ba и Tl в 4—10 раз, а Li, Be, Y и многих других элементов — в 2—2,5 раза по сравнению с фоновыми значениями [Шмакин, Макрыгина, 1969]. Повышение дисперсии обусловлено перераспределением элементов в ореолах, чередованием зон накопления с зонами разубоживания. Чем сильнее проявлены процессы изменения, тем выше дисперсия содержаний.

В районах развития мусковитовых пегматитов при поисках пегматитовых полей и отдельных пегматитовых жил используется съемка масштаба 1 : 10 000, 1 : 5000 и 1 : 2000. Детальные поисковые работы ведутся с проходкой шурфов, канав и траншей, применяется поисковое бурение. Прежде всего опробуются вскрытые пегматитовые тела с видимым ослюдением на количество и качество мусковита по обычной методике без использования геохимических данных. Однако вмещающие породы могут дать большую дополнительную информацию, позволяющую по минеральным экзоконтактовым изменениям и редкоэлементным аномалиям оценивать бесплодные с поверхности пегматиты и прогнозировать слепые пегматитовые тела. Это необходимо для правильной ориентации поисковых буровых скважин. Своевременное исключение из площадей, предназначенных под поисковое бурение, участков, не содержащих «слепых» пегматитовых тел или слюдоносных зон, может дать значительный экономический эффект [Боголюбов и др., 1971].

Говоря о применении метода поисков пегматитов по первичным ореолам рассеяния, следует отметить следующие особенности.

1. Тонкое переслаивание и чрезвычайная пестрота состава метаморфических пород, вмещающих пегматитовые жилы, обуславливают большую дисперсию фоновых содержаний элементов. С целью сокращения объема геохимических исследований рекомендуется вести опробование только наиболее распространенных на каком-либо участке пород — обычно биотитовых, гранат-биотитовых и графит-биотит-скаполитовых гнейсов.

2. Мусковит в метаморфических породах может быть связан не только с экзоконтактовыми ореолами, но и с протяженными зонами вдоль крупных тектонических нарушений, где он образовался при ретроградном метаморфизме. Эти зоны не сопряжены с зонами микроклинизации и окварцевания и не содержат повышенных концентраций Ba, Pb, Rb, Cs, B, Be и PЗЭ, характерных для экзоконтактовых ореолов. Легко отличаются от зон окварцевания по форме, строению и элементам-примесям также кварциты метаморфических толщ.

Несмотря на сложный и необычный для прикладной геохимии объект поисков, экзоконтактовые ореолы и аномалии ряда элементов в их пределах могут быть использованы для поисков «слепых» слюдоносных пегматитовых тел с достаточной надежностью. Опытно-промышленная проверка метода на участке развития инъекционных пегматитовых тел в Мамском районе дала хорошие результаты [Куфтырева, Соловарова, 1966; Макрыгина, 1966]. Поисковое бурение на небольшой части площади показало, что в пределах аномальных зон, выделенных по совместным рекомендациям геохимических и геофизических [Петров, 1966] работ, имеются «слепые» пегматито-

вые тела с промышленным содержанием мусковита, а за пределами аномалий скважины не встретили ни одной слюдоносной зоны. Кроме того, на площади съемки было обнаружено несколько четких геохимических аномалий, приуроченных к «бесслюдным» по данным поверхностных выработок пегматитовым телам. Проверка этих тел показала промышленную ценность жил, они были разведаны и переданы в эксплуатацию.

Метод поисков «слепых» слюдоносных пегматитовых тел по первичным ореолам рассеяния может быть рекомендован для участков развития инъекционных пегматитовых тел крупного и среднего масштаба — наиболее распространенной и ценной разновидности слюдоносных жил Мамского пегматитового пояса. Для глубинных поисков целесообразен масштаб 1 : 2000 с сетью шурфов 50×10 м. Линии шурфов должны быть ориентированы вкрест преобладающему для данного участка простиранию пегматитовых тел. Расчеты показывают, что разведочная сеть масштаба 1 : 2000 позволит обнаружить 75% ореолов слюдоносных пегматитовых тел и зон. Сгущение сети до 10×25 м экономически нецелесообразно и может быть рекомендовано только для участков развития небольших по площади выхода, но протяженных по вертикали штокообразных тел с высокими содержаниями слюд.

Опробование коренных пород проводится по пластам наиболее распространенных из них на данном участке. При этом отражаются все изменения пород — мусковитизация, окварцевание и др. Возможно опробование штучное или сколовое, общий вес пробы 500—800 г. Каждая проба сопровождается двумя-тремя заготовками для изготовления в случае необходимости шлифов. Проба подвергается последовательному измельчению и сокращению до 40—50 г. Половина пробы конечного веса передается на спектральный анализ, а вторая хранится как дубликат. В каждой пробе приближенным количественным методом определяются содержания Ba, Sr, Li, Rb, Cs, Pb, Tl, Be и двух-трех элементов из группы редких земель. Ошибка определений контролируется параллельными пробами и не должна превышать 30—35%. При меньшей точности метода каждая проба анализируется 3—4 раза с определением среднего геометрического из нескольких результатов.

Затем составляются карты изоконцентрат для наиболее надежных элементов-индикаторов: Ba, Rb и Pb. Для участков, выделенных по совокупности аномалий этих элементов, должны быть получены дополнительные сведения по изменениям дисперсии их содержаний, а также по распределению Sr, Li, Cs, Tl, Be и PЗЭ. При выявлении четких зональных аномалий содержаний и дисперсий эти участки изучаются дополнительно петрографическим методом. Установление связи аномалий с процессами мусковитизации, микроклинизации и окварцевания позволяет рекомендовать аномальные участки для поисков «слепых» тел слюдоносных пегматитов [Shmakin а. о., 1971].

Оценка надежности предлагаемого метода [Макрыгина, 1966] показала, что величины аномалий Ba, Rb, Pb и Tl значимы с вероят-

ностью 95% и могут быть названы достоверными, а аномалии Cs, Li и Be значимы с вероятностью 68% и должны быть названы вероятными.

Небольшая контрастность аномалий, свойственная мусковитовым пегматитам, заставляет предъявлять повышенные требования к точности анализов и проверять геохимические аномалии петрографическим изучением измененных пород. Среди мусковитоносных пегматитовых образований есть тела, для которых петрографический метод — иногда единственный для определения потенциальной слюдоносности жил. Из-за отсутствия в составе мусковит-плагиоклазовых жил и крупноблоковых плагиоклазовых пегматитов калиевого полевого шпата большая часть элементов-индикаторов образует вокруг жил широкие расплывчатые аномалии. При этом контрастность аномалий и величина дисперсии содержаний элементов могут не указывать на промышленную ценность жил. Наибольший интерес здесь представляет так называемый «секущий» мусковит — ориентированные под углом к сланцеватости пород пластинки вторичного мусковита. Ореолы такой слюды обнаруживают четкую положительную корреляцию со степенью слюдоносности пегматитов [Загорский, 1973].

Значительную помощь в решении вопроса о наличии «слепого» слюдоносного пегматитового тела на глубине может дать декрепитация проб из вмещающих пород [Полин, 1971; Карский и др., 1973]. Как правило, обнаруживаемый этим методом «ореол пропаривания» вокруг жил с мусковитом совпадает по объему с ореолом мусковитизации вмещающих пород.

Первичные ореолы изменения пород и геохимических аномалии в Гутаро-Бирюсинском районе Восточной Сибири, в Северной Карелии, в ряде поясов Индии имеют одинаковые главные закономерности. Не отличаются существенно перечень и уровни содержаний элементов-индикаторов. В Северной Карелии к числу таких элементов добавляется литий [Татарский, 1975]. В связи с этим изучение первичных ореолов может быть рекомендовано для всех слюдоносных районов — как для поисковых целей, так и для оценки продуктивности жил с неравномерным распределением мусковита [Шмакин, 1981].

7.1.2. Ореолы редкометалльных пегматитов

Редкометалльные пегматиты по составу резко отличаются от вмещающих пород. Поэтому с самого начала работы по их первичным и вторичным ореолам дали хорошие результаты [Ермолаев, 1959; Щербин, Осетров, 1961]. Наиболее надежными индикаторами являются редкие щелочные элементы: литий, рубидий и цезий, из них наиболее универсальным — литий, входящий в состав большинства минералов зон экзоконтактовых изменений (гольмквистит, биотит, хлорит и др.) и легко мигрирующий в зоне гипергенеза.

Многочисленные публикации по редкометалльным пегматитам различных районов СССР показали высокую статистическую надеж-

ность их геохимических аномалий [Беус и др., 1968; Бугаец, Дворниченко, 1968; Виноградова и др., 1972; Загорский, Шиманский, 1971; Макагон и др., 1974; Загорский, Макагон, 1980]. В 60-х и 70-х годах были выполнены поисково-разведочные работы на редкометалльные пегматиты, давшие хорошие результаты и позволившие рекомендовать использование первичных и вторичных ореолов для обнаружения промышленных скоплений редких металлов в пегматитах [Литогеохимические методы..., 1976].

Не имея возможности привести здесь данные по многим регионам, остановимся на результатах изучения ореолов нескольких полей редкометалльных пегматитов в одном из пегматитовых поясов Сибири [Рябенко, 1974; Емельянов и др., 1976]. Здесь были выполнены детальные исследования минеральных изменений и геохимических аномалий вокруг редкометалльных пегматитов с различной минерализацией [Макагон и др., 1974; Скворцов и др., 1975; Макагон и др., 1976; Загорский, 1977, 1978; Зубов, 1978; Загорский, Макагон, 1980]. Они были обобщены в монографии Г. С. Вахромеева и др. [1983], где геохимические методы поисков редкометалльных пегматитов рассматриваются в комплексе с геофизическими.

В табл. 7.1 приведены средние содержания щелочных элементов в различных метаморфических и метасоматических породах, вмещающих редкометалльные пегматиты двух полей. В поле I преобладают крутопадающие незональные сподуменовые пегматиты с микроклинальбитовым составом полевых шпатов. Кроме сподумена, они содержат разнообразные слюды, минералы ряда колумбит — танталит, касситерит, берилл, иногда монтебразит и поллуцит. В экзоконтактах некоторых жил наблюдаются слюдиты с высокими концентрациями цезия, рубидия и лития [Хвостова и др., 1978]. Пегматиты поля III — преимущественно пологозалегающие зональные тела пегматитов с петалитом, разнообразными слюдами, сподуменом, топазом и многочисленными минералами тантала, ниобия и олова. Из полевых шпатов здесь преобладает альбит, но кроме таблитчатого и пластинчатого (его 30—40%) есть еще «фарфоровидный» альбит (от 15 до 30%). Очень высоки в пегматитах средние содержания рубидия и тантала, являющиеся максимальными для всего пегматитового пояса [Вишняков, Емельянов, 1974].

Эндеогенные ореолы редкометалльных пегматитов характеризуются полигенностью, т. е. наличием изменений вмещающих пород до-, син- и постпегматитового этапов [Загорский и др., 1977]. По этому признаку пегматитовые ореолы аналогичны эндогенным ореолам гидротермальных рудных месторождений [Таусон, 1974].

Процессы формирования допегматитовых метасоматитов приводят к образованию аномалий редких щелочей, контрастность которых обычно невелика (в 2—5 раз выше фона). Однако иногда эти процессы локально могут быть проявлены очень интенсивно, вплоть до образования линз анхимономинеральных слюдитов. В таких случаях допегматитовые аномалии сопоставимы по контрастности с околожилными ореолами и могут даже превосходить их.

В полях с однородными по составу вмещающими породами удается надежно выявить малокоонтрастные, но устойчивые в большом

Среднее содержание калия, натрия (%) и редких щелочных элементов (г/т) в экзоконтактах пегматитов

Порода	Кол-во проб	K	Na	Li	Rb	Cs	K		Li		Rb	
							Rb+Cs	Cs	Rb+Cs	Cs		
<i>Поле I</i>												
Неизменные амфиболиты и амфиболовые сланцы с биотитом	13	1,25	1,47	144	73	20	134	658	1,5	3,6		
Неизменные биотитовые сланцы	31	2,60	1,10	175	152	40	135	650	0,1	3,8		
Слабо биотитизированные амфиболиты	5	0,71	1,47	400	242	528	9,2	13	0,8	0,5		
Амфиболовые породы, слабо биотитизированные и интенсивно гольмквиститизированные	7	0,78	0,39	Не опр.	545	1453	3,9	15				3,8
Зоны интенсивной биотитизации в амфиболовых породах	11	2,22	0,88	»	3087	8991	1,7	2,5	0,1	0,9		
Слабо измененные биотитовые сланцы	16	2,92	1,07	500	318	513	31	57	0,8	0,6		
Интенсивно перекристаллизованные биотитовые сланцы, иногда с мусковитом	7	3,22	0,89	Не опр.	1301	1753	11	19				0,8
Турмалиновые оторочки	7	1,22	1,40	500	720	106	15	12	0,9	0,7		
<i>Поле III</i>												
Амфиболиты												
за пределами пегматитового поля	12	0,30	1,60	17	10	4	188	750	1,1	1,7		
неизменные в пределах поля	14	0,32	1,67	50	17	6	150	533	2,3	3,8		
в зонах допегматитовой биотитизации	10	0,89	1,68	78	26	8	280	1112	2,3	4,2		
вблизи контактов пегматитов	5	0,67	1,10	315	250	220	16	30	1,4	1,0		
без видимых минеральных изменений вблизи контактов пегматитов	19	0,28	1,58	271	85	16	35	175	3,8	15		
гольмквиститизированные с редким биотитом	10	0,25	1,96	500	124	48	18	52	4,7	4,6		
слабо биотитизированные	12	0,46	1,60	500	210	105	24	44	1,7	2,3		
интенсивно биотитизированные	14	1,24	1,00	500	2120	1510	8,1	8,2		1,6		
Анхимономинеральные слюдиты	8	5,90	0,37	Не опр.	2,36%	1,33%	1,4	4,3		2,2		
Хлоритизированные амфиболиты с биотитом	5	0,69	0,63	500	284	110	24	6,3	1,3	4,2		
Анхимономинеральные хлоритолиды	8	0,21	0,72	500	107	110	15	1,9		1,7		
Милонитизированные фельзиты и кварцевые порфиры	14	2,98	1,82	90	97	13	334	2290	1,7	14		
Они же вблизи пегматитов	17	2,22	1,53	452	205	91	94	244	1,6	3,7		
Бластомилониты по кварцевым порфирам вдали от пегматитов	2	6,24	1,21	190	362	24	178	2600	0,46	16		
Слабоослюденелые фельзиты в экзоконтакте пегматита	2	1,97	2,13	500	757	453	27	43	0,42	1,4		
Анхимономинеральный слюдит по бластомилониту	1	6,16	0,10	Не опр.	2,6%	1,55%	1,5	4,0		1,6		

объеме, объединяющем все редкометалльные пегматиты, аномалии редких щелочей, чаще всего Li, с низкой дисперсией содержаний. Это ореолы пегматитовых полей в целом. Так, в поле III, по данным количественного анализа, за пределами области развития пегматитовых жил содержания Li в 3, Rb в 1,7, Cs в 1,5 раза ниже, чем в неизмененных породах вдали от пегматитов, но в пределах поля. Однако по данным приближенно-количественного анализа ореол поля надежно устанавливается только для лития. В плане литиевый ореол распространяется до 800 м от границ выходов на поверхность пегматитовых тел. Такие ореолы не сопровождаются появлением новых минералов-концентраторов, а обусловлены изоморфным вхождением щелочных элементов в амфиболы (Li) и слюды (Li, Rb, Cs). Так, в пегматитовом поле III роговая обманка амфиболитов в ореоле поля содержит в 3—4 раза больше лития, чем в тех же породах, но за пределами полосы развития пегматитов.

Для ореолов поля характерна низкая дисперсия содержаний. Они формируются непосредственно перед внедрением пегматитов, вероятнее всего под воздействием газовых эманаций, имеющих общий источник с пегматитовыми расплавами-растворами, но опережающих последние. Пространственное совпадение результатов такого воздействия и областей распространения пегматитовых жил объясняется, скорее всего, повышенной проницаемостью этих зон как в предпегматитовый, так и в собственно пегматитовый этапы развития единой магматической системы.

Ореолы полей служат фоном для околожилных ореолов пегматитов. В различных типах пород фоновые содержания редких щелочей неодинаковы. Биотитовые сланцы по сравнению с амфиболовыми сланцами и амфиболитами обогащены всеми редкими щелочами, особенно рубидием и цезием. Амфиболиты поля III в 3—5 раз беднее этими элементами, чем амфиболовые породы поля I. Кислые метаэффузивы по содержаниям Rb близки к амфиболовым породам поля I, но содержат в 1,5 раза меньше лития и цезия. Главный минерал-концентратор редких щелочей, особенно Rb и Cs, — биотит.

В соответствии с особенностями минерального состава экзоконтактовых ореолов меняются и соотношения между отдельными щелочными элементами (см. табл. 7.1). Биотитизация амфиболитов и амфиболовых сланцев и перекристаллизация биотита в биотитовых сланцах — наиболее широко развитый процесс, приводящий к обогащению экзоконтактовых зон пегматитов этими элементами. Уже в слабо биотитизированных амфиболитах по сравнению с фоном концентрации Li, Rb и Cs увеличиваются на порядок. В зонах гольмквиститизации преимущественно накапливается Li, концентрации Rb и Cs возрастают от почти фоновых до превышающих фон в 20—25 раз (что зависит от количества биотита, обычно присутствующего в этих зонах). Гольмквиститизированные породы выделяются среди измененных пород максимальными значениями отношения $Li/(Rb + Cs)$. Наиболее высокий уровень содержаний редких щелочей характерен для анхимономинеральных слюдитов — до 3,5% рубидия и 5% цезия.

С усилением биотитизации в экзоконтактовых зонах возрастает относительная роль наиболее щелочных элементов — Rb и Cs. В ряду пород с разным количеством биотита от неизменных безбиотитовых амфиболитов до слюдитов значения отношения $K/(Rb + Cs)$ снижаются на 1—2 порядка и в цезиеносных полях могут опускаться до 0,5—0,6. Соотношения между Li, Rb и Cs в полях редкометалльных пегматитов различные. Кроме наиболее широко известных в связи с поллуцитоносными пегматитами цезиевых биотитовых слюдитов [Хвостова и др., 1978] выделяются цезий-рубидиевые (Li : Rb : Cs = 1,5 : 6,5 : 3,0) протолитионит-циннвальдитовые с содержаниями Rb до 3% в экзоконтактах танталоносных пегматитов, цезий-литий-рубидиевые (Li : Rb : Cs = 3,5 : 4,0 : 2,5) апатит-циннвальдитовые и рубидий-цезиевые (Li : Rb : Cs = 0,3 : 2,0 : 7,6) флюорит-биотитовые разности этих пород в полях комплексного типа [Загорский, Макагон, 1980].

С экзоконтактовыми зонами хлоритизации связаны аномалии главным образом лития. По содержаниям этого элемента хлоритолиты наиболее сопоставимы с зонами интенсивной биотитизации амфиболитов в полях танталоносных пегматитов. Аномалии Rb и Cs в этих зонах гораздо менее контрастны.

Ореолы редких щелочей обычно шире минеральных ореолов, поскольку во внешних зонах последних происходит перекристаллизация первичных минералов вмещающих пород с изменением их состава в отношении элементов-примесей. В частности, для Li в этом можно убедиться даже на примере роговой обманки — минерала с ограниченной изоморфной емкостью в отношении щелочных элементов. В роговой обманке фоновых амфиболитов вдали от пегматитов, но в пределах ореола поля содержится 20—30 г/т Li, тогда как в «условно неизменных» (перекристаллизованных) амфиболитах из внешних зон околосильных ореолов содержания Li в этом минерале возрастают на порядок. Биотиты внешних зон ореолов концентрируют кроме лития также рубидий и цезий.

В разных полях в зависимости от особенностей процессов формирования и специализации пегматитов, состава и структурно-текстурных особенностей вмещающих пород, характера их трещиноватости размеры, контрастность и морфология ореолов могут существенно различаться. В общем случае в сланцевых толщах ореолы имеют гораздо более сложную форму, большие размеры, но меньшую контрастность, чем в массивных основных породах типа амфиболитов.

Состав и редкометалльная специализация пегматитов сказываются прежде всего на контрастности и размерах ореолов. Так, в поле I, где наибольший интерес представляют комплексные редкометалльные пегматиты со сподуменом и поллуцитом, наиболее широкие и контрастные ореолы характерны для цезия. Они наблюдаются на расстоянии до 90 м от контактов жильных серий. Коэффициенты контрастности ореолов превышают 100, достигая иногда 1000. Отношение K/Cs в ореолах снижается до 1—20. Менее широкие и менее контрастные ореолы образует литий. Коэффициенты контрастности

Средние содержания тантала, ниобия, циркония и гафния (г/т) в зонах экзо-контактных изменений пегматитовых жил поля I

Порода	Число проб	Ta	Nb	Zr	Hf	Ta/Nb
Биотитовые сланцы	19	0,8	10,2	170	4,4	0,08
Амфиболиты и амфиболовые сланцы	13	0,6	7,6	147	3,1	0,08
Гольмквиститизированные амфиболиты и амфиболовые сланцы	5	1,1	8,0	321	7,0	0,14
Слюдиты и зоны интенсивной биотитизации	5	27,0	18,9	161	3,4	1,43
Зоны турмалинизации (непосредственно на контактах)	3	11,0	12,2	157	4,2	0,90

его ореолов, максимальные в зонах гольмквиститизации, достигают 70. Ширина ореолов Li обычно около 20 м. Еще более узки (до 10 м) зоны ореолов рубидия. Они характеризуются слабой контрастностью, редко имеющей десятикратное превышение над фоном.

Сведения о распределении тантала, ниобия, циркония и гафния в ореолах редкометалльных пегматитов крайне ограничены и противоречивы [Беус и др., 1968; Виноградова и др., 1972]. Связано это с низкими уровнями концентраций элементов в ореолах и недостаточной чувствительностью применяемых методов анализа. Ниже приведены данные по содержанию указанных элементов в пегматитовых полях I и III [Вахромеев и др., 1983].

В табл. 7.2 приведены средние содержания в ореолах поля I. Фоновые составляют в среднем 0,6—0,8 г/т Ta и 7,6—10,2 г/т Nb. Аномально высокие концентрации этих двух элементов наблюдаются только в зоне непосредственного экзоконтакта, где в слюдах содержится до 70 г/т Ta и 35 г/т Nb. Отношение Ta/Nb здесь повышается на порядок. Слабые ореолы этих элементов могут наблюдаться на расстоянии до 1 м от контакта жил. Надо отметить, что высокие концентрации тантала и ниобия встречены в слюдах с высоким содержанием лития. Здесь протолитонит содержит до 100 г/т Ta и 47 г/т Nb. В безлитиевых слюдах количество Ta достигает 22 г/т, а Nb не превышает фонового. В зонах гольмквиститизации содержатся очень малые концентрации этих элементов: Ta — от < 0,3 до 2,9 г/т, Nb — 1,5—13,4 г/т (см. табл. 7.2).

В поле III минимальные количества Ta и Nb (соответственно 0,5—1,0 и 0,9—3,8 г/т) содержат неизмененные гольмквиститизированные и биотитизированные амфиболиты (табл. 7.3). Такие же концентрации этих элементов обычны и для слюдитов на удалении более 0,2—0,3 м от контактов, и лишь в узкой приконтактной зоне тантала и ниобия на порядок больше, причем Ta/Nb больше единицы. В редко встречающихся «очковых» слюдах отмечаются резко повышенные содержания Ta и Nb: до 500—600 г/т Ta при величине Ta/Nb до 7—24. В существенно хлоритовых породах концентрации тантала и ниобия низки и близки к фоновым.

Содержание тантала, циркония и гафния (г/т) в экзоконтактах пегматитов поля III

Порода, минерал	Ta	Nb	Zr	Hf	Ta/Nb	Zr/Hf
1	2	3	4	5	6	7
Амфиболит (среднее из 18)	1,0	3,8	163	3,8	0,26	43,1
Гольмквиститизированный амфиболит (среднее из 4)	0,8	2,6	170	2,8	0,31	60,7
Однородный слюдит (среднее из 3)	18,5	13	113	2,8	1,4	40,4
Слюда (протолитионит) из этой породы	1,3	5	85	3	0,26	28,0
Однородный слюдит осветленный	250	22	105	6	11,4	30,0
Слюда (цинвальдит) из этой породы	11,5	30	675	9	0,38	74,0
Однородный слюдит осветленный на контакте с альбитовым пегматитом	659	89	47	2	7,4	32,5
Слюда из этой породы	170	136	17	1,7	1,25	10,0
Однородный слюдит в 10 см от контакта	33	16,5	80	3,7	2,0	21,6
Однородный слюдит в 20 см от контакта	5,6	5	130	4,5	1,1	30,0
«Очковый» слюдит (среднее из 3)	470	67	83	2,7	7,0	30,7
Слюда (протолитионит-литиевый фенгит) из этой породы	40	30	40	2,0	1,3	20,0
Однородный слюдит в 15 см от контакта	60	43	60	1,5	1,4	40,0
Слюда (протолитионит-литиевый фенгит) из этой же породы	124	93	40	1,4	1,3	28,5
Биотитизированный амфиболит в 40 см от контакта	0,5	2	150	3,0	23,8	50,0
Пегматитизированный (обогащенный альбитом) светло-буроватый слюдит	547	23	14	3,3	23,8	4,2
Слюда из этой породы	148	108	86	4,0	13,8	21,5
Осветленный слюдит на контакте с грейзеновой зоной пегматита	310	41	15	Не обн.	7,6	Не опр.
Слюда (литиевый фенгит) из этой породы	84	50	15	3,0	1,7	5,0
Темно-серый однородный слюдит в 10 см от контакта	33	15	80	Не обн.	2,2	Не опр.
Однородный слюдит в 30 см от контакта	0,5	0,9	70	2,0	0,44	35,0
Хлоритовая порода на контакте с пегматитом	4	6	230	2,5	0,67	92,0
Хлоритовая порода в 0,5 м от контакта	1	3	150	3,5	0,33	43,0

1	2	3	4	5	6	7
Хлоритизированный амфиболит в 1 м от контакта	Не опр.	2,5	120	2,0	Не опр.	60,0
Неизмененный амфиболит в 2 м от контакта	0,5	1,8	116	2,3	0,27	50,4
Хлоритовая порода с флюоритом	3	45	130	Не опр.	0,06	Не опр.

Любопытно отметить, что содержание тантала в валовых пробах пород нередко на порядок выше, чем в слюдах из них (см. табл. 7.3). Это указывает на существование собственных минералов данного элемента и подтверждается находками в слюдах мелкой вкрапленности минерала ряда фергусонит — форманит.

Поведение циркония в ореолах различно. В поле I его содержания изменяются незначительно, а в поле III наблюдаются понижения концентраций Zr в непосредственных экзоконтактах, где содержания тантала особенно высоки. Концентрации гафния практически не зависят от типа изменений в породах и расстояния от контакта.

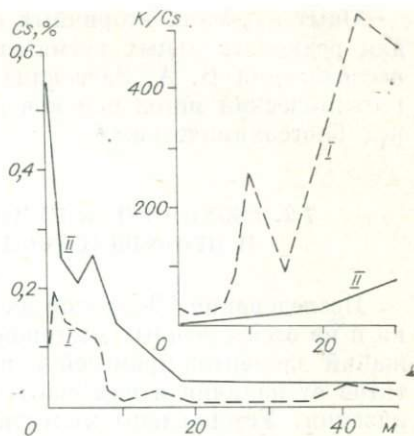
Изучение поведения олова, бериллия, бора, мышьяка и вольфрама в ореолах полей I и III показало незначительную ширину аномальных концентраций этих элементов: обычно до 1—2 м, редко 5—10 м (олово). При этом контрастность аномалий для ряда элементов достаточно высока: до двух порядков и более. В частности, концентрации олова достигают в приконтактной зоне 600 г/т при фоне 2—6 г/т (поле I). Содержания бора в турмалинизированных породах составляют 0,06—0,4% при фоновых — порядка 0,01% (поле I) и даже 0,001—0,005% (поле III).

Практическое значение при поисках редкометалльных пегматитов имеют только ореолы редких щелочных элементов, а танталоносных — дополнительно ореолы олова, ниобия и тантала.

Использование первичных ореолов рассеяния требует отделения ореолов поля в целом от ореолов конкретных пегматитовых жил или их серий. Ореолы поля надежно устанавливаются только для однородных по составу вмещающих пород типа амфиболитов. В некоторых случаях (поле III) их можно использовать для решения дополнительных задач. Так, при блоковом строении поля можно разбраковывать блоки на перспективные (с более высокими концентрациями элементов) и бесперспективные.

При поисках пегматитовых жил особо важное значение приобретают периферические слабоконтрастные зоны околожилных ореолов, как наиболее удаленные от жильных тел. В связи с этим возникает проблема разбраковки слабоконтрастных аномалий, так как они могут быть сложными, обусловленными допегматитовыми процессами или минеральным составом отдельных прослоев вмещающих пород. Опыт показывает, что наиболее простыми и надежными критериями разбраковки таких аномалий являются величины отношений калия к редким щелочным элементам, такие как K/Rb, K/Cs,

Рис. 7.1. Изменение содержания цезия и отношения К/Cs в экзоконтакте литиевых (I) и комплексных (II) пегматитов.



$K/(Rb + Cs)$. В околожилных ореолах значения их всегда (даже в случае только литиевых ореолов) значительно ниже, чем в «ложных» аномалиях. Для каждого из полей области значения индикаторных отношений, соответствующие околожилным ореолам и «ложным» аномалиям, индивидуальны и определяются опытным путем.

Использование при поисках пегматитов индикаторных отношений калия к редким щелочам сдерживается отсутствием достаточно экспрессной методики определения калия в породах.

Индикаторные отношения калия к рубидию и цезию во вмещающих породах можно использовать при наличии изученных эталонных объектов и для оценки специализации слабо вскрытых и «слепых» пегматитовых жил. Так, в поле I уровни значений отношения K/Cs в экзоконтактах поллцитоносных жил существенно ниже (рис. 7.1), чем около жил с литий-танталовым оруденением. С этой же целью можно использовать и соотношения редких щелочей в ореолах. Так, содержания цезия, соизмеримые с содержаниями лития и рубидия в ореолах, и особенно преобладание цезия над рубидием в зонах биотитизации, служат признаками цезиевого оруденения. В ореолах же танталоносных пегматитов обычно наблюдаются высокие концентрации лития и рубидия, но относительно низкие — цезия. Еще более эффективно использование для этих целей мономинеральных проб слюд из ореолов [Кузнецова, Шмакин, 1981].

Достаточная контрастность концентраций ряда элементов позволяет широко использовать для поисков редкометалльных пегматитов и вторичные ореолы, и потоки рассеяния элементов. Исследования Ю. Т. Усикова [1966] показали, что опробование песчано-глинистых русловых отложений водотоков позволяет достаточно надежно выделять потоки рассеяния лития, цезия, бериллия и олова, связанные с месторождениями редкометалльных пегматитов. Протяженность и контрастность аномальных потоков рассеяния элементов-индикаторов различны. Для лития и цезия они составляют 4—10 км при контрастностях по отношению к фоновым содержаниям 3—5 единиц. Потоки рассеяния бериллия прерывисты, с длиной от 1 до 10 км при контрастности 2—3 единицы. Протяженность потоков рассеяния олова в среднем составляет 2—5 км при значительной интенсивности — до первых десятков единиц контрастности. Съемка по потокам рассеяния позволяет выделять рудоносные долины и проводить их более детальные исследования с целью дальнейшей локализации редкометалльного оруденения.

Опыт изучения вторичных ореолов рассеяния редких элементов для редкометалльных пегматитов достаточно велик. Как показали исследования В. А. Загоскина и А. А. Шиманского [1971], лито-геохимический метод поисков имеет несомненное преимущество перед биогеохимическим.

7.2. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ И ПРОМЫШЛЕННОЙ ЦЕННОСТИ ПЕГМАТИТОВ

Исследования 50-х годов на месторождениях Центральной Африки и на отечественных месторождениях показали зависимость содержаний элементов-примесей в породообразующих минералах пегматитов от наличия в них соответствующей редкометалльной минерализации. Установлены многочисленные прямые индикаторы: повышенные содержания олова в мусковите, полевых шпатах и сподумене оловоносных пегматитов, лития в турмалине и кварце литиевых пегматитов, тантала и ниобия в касситерите из пегматитов с танталониобиевой минерализацией [Гинзбург, 1954; Жедваб, 1958; Ставров, 1963], а также фтора в биотите гранитных массивов с флюоритоносными камерными пегматитами [Лукашев, 1969].

Большой интерес представляют и косвенные геохимические индикаторы специализации пегматитовых тел: повышенные содержания рубидия и цезия в микроклинах и мусковитах редкометалльных пегматитов [Боровик-Романова, Соседко, 1957; Рябчиков, Соловьева, 1961; Учакин и др., 1962], рубидия в микроклине хрусталеносных пегматитов [Калита, 1963], цезия в кордиерите контактовой зоны натрово-литиевых пегматитов [Ставров, 1963]. Повышенные содержания тантала и ниобия в касситерите служат индикаторами редкометалльных пегматитов в широком смысле этого слова [Плешанова, Плешанов, 1962]. Как показал многомерный статистический анализ, состав мусковита и микроклина — надежный индикатор типа оруденения в пегматитах [Бугаец, Дворниченко, 1968]. На рис. 7.2 видно, что по содержаниям Li, Rb и Cs в микроклине из редкометалльных сподуменовых пегматитов Сибири отчетливо определяется их рудная специализация.

Для слюдоносных пегматитов типичным прямым геохимическим индикатором является бериллий. Содержания бериллия во всех породообразующих минералах пегматитов пропорциональны количеству его в пегматитовых телах и частоте встречаемости акцессорного берилла в их составе. Остальные элементы-индикаторы — косвенные. Наибольший интерес представляют содержания Ba, Sr, Rb, Pb и Cs, степень вхождения которых в кристаллическую решетку определяется также температурой и величиной давления при становлении пегматитов, чем эти индикаторы выгодно отличаются от большей части косвенных геохимических индикаторов, находимых чисто эмпирическим путем. Концентрации свинца в калиевых минералах мусковитовых пегматитов зависят от региональных особенностей, но в целом отличают их от пегматитов другой специализации.

Рис. 7.2. Диаграмма $(Rb + Cs) - Li$ для микроклина сподуменовых пегматитов.

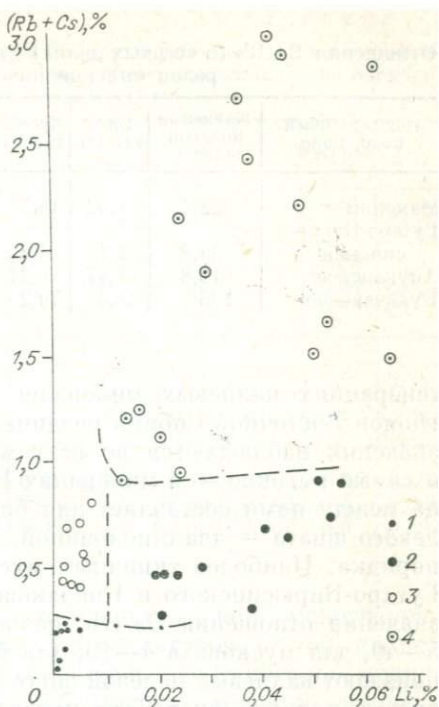
Пегматиты: 1 — без литиевой минерализации, 2 — литиевые, 3 — альбитизированные литиевые и комплексные, 4 — комплексные.

ции. В калиевом полевоом шпате, биотите и мусковите мусковитовых пегматитов содержания двухвалентных элементов-примесей (Ba, Sr и Pb) выше средних, а одновалентных (Rb и Cs) — ниже. Это правило не имеет исключений, и речь может идти лишь о большей или меньшей степени выражения специализации пегматитов, а в соответствии с этим — о более или менее четком поведении элементов-индикаторов.

Надежность Ba, Sr, Pb, Rb и Cs как геохимических индикаторов специализации пегматитов подчеркивается тем, что они «работают» и в пределах одного мусковитоносного района. Так, например, с использованием этих индикаторов в Приольхонском пегматитовом поясе была выделена типичная жила мусковитовых пегматитов возле оз. Намши-Нур на фоне остальных пегматитовых тел с редкометалльно-мусковитовой специализацией. Содержания Ba, Sr и Pb в калиевых минералах этой жилы повышены, а Rb и Cs понижены по сравнению с другими жилами района.

К. Хейер и Дж. Адамс [Heier, Adams, 1964] при сравнении содержаний щелочных элементов отметили большую чувствительность отношения Ba/Rb по сравнению с K/Rb. Видимо, барий-рубидиевое отношение может быть достаточно универсальным геохимическим индикатором. Оно резко изменяет свою величину в пегматитах (и гранитах) различной геохимической специализации из-за различий в кристаллохимических особенностях бария и рубидия. Кроме того, это отношение отчетливо снижается от ранних генераций минералов к поздним из-за уменьшения концентраций Ba во всех минералах с падением температуры и ростом концентраций Rb в поздних генерациях некоторых минералов. В связи с этим величина отношения Ba/Rb в калиевых минералах пегматитов одной специализации или одного пегматитового тела может быть «мерой первичности» минералов.

Однако при использовании барий-рубидиевого отношения следует иметь в виду, что его величина в наиболее распространенных



Отношения Ba/Rb (в весовых долях) для первичных генераций калиевых минералов инъекционных пегматитовых тел

Пегматитовый пояс, поле	Калиевый полевой шпат I	Биотит III	Мусковит IV	Пегматитовый пояс, поле	Калиевый полевой шпат I	Биотит III	Мусковит IV
Мамский	22,4	1,42	18,7	Приольхонский	0,52	0,30	0,023
Гутаро-Бирюсинский	39,2	2,1	4,6	Баргинское	8,2	0,28	0,30
Акуканское	19,8	1,47	0,21	Кондаковский	4,9	1,84	4,0
Букачанское	135	18,4	79,2				

генерациях калиевых минералов различных мусковитоносных регионов Восточной Сибири неодинакова (табл. 7.4). Самые низкие его значения наблюдаются во всех минералах Приольхонского пояса, а самые высокие — в минералах Букачанского поля, причем разница между ними составляет для биотита полтора, для калиевого полевого шпата — два с половиной, для мусковита — три с половиной порядка. Наиболее типичным мусковитовым пегматитом Мамского, Гутаро-Бирюсинского и Кондаковского поясов свойственные средние значения отношения Ba/Rb , равные для калиевого полевого шпата 5—40, для мусковита 4—19, для биотита 1,4—2,1. В эти интервалы попадают калиевый полевой шпат и биотит Акуканского поля и калиевый полевой шпат Баргинского поля, но по значению отношения Ba/Rb в мусковите (а для Баргинского поля и в биотите) эти районы резко отличаются. Величина отношения Ba/Rb в минералах пегматитов Букачанского поля значительно (в 3—10 раз) больше самых высоких значений отношения в минералах трех типичных мусковитоносных районов [Шмакин, 1976].

Дальнейшие исследования показали, что по величине отношения Ba/Rb хорошо дискриминируются типичные пегматиты мусковитовой, редкометалльно-мусковитовой и редкометалльной специализации независимо от их возраста и расположения [Слюдоносные пегматиты..., 1976; Shmakin, 1978; Шмакин, Топунова, 1981]. Как видно из табл. 7.5, несмотря на близость содержаний рубидия в калиевых полевых шпатах из мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов или в мусковитах из редкометалльно-мусковитовых и редкометалльных пегматитов, величина Ba/Rb в этих минералах различна. Обычно это различие в пределах одного региона достигает целого порядка, а в некоторых случаях — и двух порядков.

Сопоставляя табл. 7.4 и 7.5, мы видим, что пегматиты Приольхонского пояса отвечают по средним величинам Ba/Rb в калиевом полево-мусковитовом шпате и мусковите типичным редкометалльно-мусковитовым пегматитам, а пегматиты Букачанского района оказываются на порядок более богатыми барием, чем типичные мусковитовые пегматиты. Остальные пегматитовые пояса и поля по одному или двум минералам оказываются в интервалах значений Ba/Rb для мусковитовых пегматитов.

Округленные величины средних содержаний бария и рубидия (%) и отношений Ba/Rb в ранних генерациях калиевого полевого шпата и мусковита из пегматитов различной специализации

Специализация пегматитов	Регион	Калиевый полевой шпат			Мусковит		
		Ba	Rb	Ba/Rb	Ba	Rb	Ba/Rb
Мусковитовая	Восточная Сибирь	0,7	0,03	23	0,3	0,03	10
	Индия	0,7	0,05	14	0,2	0,04	5,0
	США	0,8	0,03	27	0,3	0,04	7,5
Редкометалльно-мусковитовая	Восточная Сибирь	0,06	0,09	0,67	0,004	0,2	0,02
	Индия	0,06	0,08	0,75	0,030	0,2	0,15
	США	0,02	0,08	0,25	0,015	0,2	0,08
Редкометаллическая	Восточная Сибирь	0,010	0,8	0,012	0,002	0,8	0,002
	Индия	0,002	0,3	0,006	0,003	0,4	0,008
	США	0,004	0,2	0,020	0,002	0,3	0,007

Разумеется, барий-рубидиевое отношение — не единственное индикаторное отношение для гранитных пегматитов, но оно является наиболее ярким примером возможностей геохимической оценки специализации пегматитов. Несколько сложнее решается вопрос о геохимической индикации миароловых пегматитов, особенно хрусталеносных. Для них в каждом конкретном случае нужны предварительные минералого-геохимические исследования.

7.3. ПРИМЕНЕНИЕ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ И ПРОМЫШЛЕННОЙ ЦЕННОСТИ ПЕГМАТИТОВ

К настоящему времени накоплен значительный опыт использования результатов исследований газово-жидких включений в минералах пегматитов для прикладных целей. Так газово-жидкие включения в минералах мусковитовых и редкометаллических пегматитов отчетливо различаются по фазовому составу. Для минералов мусковитовых пегматитов характерны включения водного раствора и жидкой углекислоты, часты однофазовые включения жидкой углекислоты, минералы-узники в водном растворе встречаются очень редко. В редкометаллических пегматитах кварц обычно содержит включения водного раствора с минералом — узником, часто представленным галитом. Водно-углекислотные включения наиболее распространены в минералах сподуменовых пегматитов и реже встречаются в петалитовых пегматитах. Отличия включений по фазовому составу в кварце пегматитов различных промышленных типов подтверждаются анализом водных вытяжек [Макагон, Таусон, 1979].

Таблица 7.6

Содержание анализированных компонентов в водных вытяжках из кварца пегматитов (мг-экв/V *)

Катионы					Анионы			Суммы	
K ⁺	Na ⁺	Li ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Σ _{кат}	Σ _{ан}
<i>I. Редкометалльные пегматиты</i>									
С литиевой минерализацией									
0,038	0,090	0,092	0,020	0,008	0,162	0,001	0,096	0,248	0,259
0,051	0,082	0,078	0,026	0,006	0,106	0,002	0,153	0,243	0,261
0,041	0,092	0,144	0,018	0,007	0,209	0,001	0,111	0,302	0,321
0,069	0,205	0,308	0,022	0,010	0,412	0,002	0,144	0,614	0,558
0,028	0,123	0,203	0,027	0,008	0,246	0,002	0,102	0,389	0,348
0,024	0,114	0,013	0,007	0,009	0,139	0,001	0,048	0,168	0,189
0,016	0,061	0,026	0,003	0,006	0,092	0,002	0,033	0,112	0,127
0,022	0,069	0,010	0,004	0,007	0,097	0,002	0,030	0,112	0,129
0,013	0,059	0,019	0,008	0,005	0,090	0,001	0,021	0,104	0,112
0,016	0,056	0,013	0,001	0,004	0,068	0,001	0,022	0,089	0,091
Без литиевой минерализации									
0,021	0,068	0,005	0,037	0,009	0,126	0,001	0,048	0,140	0,175
0,097	0,223	Не обн.	0,140	0,023	0,440	0,003	0,060	0,483	0,503
0,038	0,115	0,005	0,092	0,018	0,283	0,001	0,030	0,268	0,314
0,024	0,127	0,009	0,029	0,009	0,165	0,004	0,048	0,198	0,217
0,019	0,097	0,004	0,029	0,011	0,142	0,001	0,048	0,160	0,191
0,039	0,293	Не обн.	Не опр.	Не опр.	0,373	0,001	Не обн.	0,332	0,374
0,029	0,066	»	»	»	0,159	0,008	»	0,095	0,167
0,042	0,217	»	»	»	0,353	0,002	»	0,261	0,355
0,033	0,096	»	»	»	0,215	0,001	»	0,129	0,216
0,065	0,162	»	0,090	0,017	0,276	0,002	0,066	0,334	0,344
<i>II. Мусковитовые пегматиты</i>									
0,014	0,028	Не обн.	Не обн.	0,003	0,007	—	0,043	0,045	0,050
0,021	0,045	»	»	0,004	0,009	0,001	0,060	0,070	0,070
0,018	0,026	»	»	0,003	0,010	0,001	0,038	0,047	0,049
0,035	0,027	»	»	0,006	0,009	Не обн.	0,060	0,068	0,069
0,013	0,030	»	»	0,002	0,006	»	0,038	0,47	0,044
0,010	0,018	»	»	0,002	0,009	»	0,024	0,030	0,033
0,035	0,027	»	»	0,004	0,007	»	0,060	0,066	0,067
0,045	0,034	»	»	0,004	0,012	0,003	0,066	0,083	0,081
0,045	0,035	»	»	0,006	0,006	0,002	0,076	0,086	0,084

* V — объем вытяжки.

Как показывают данные табл. 7.6, химические составы водных вытяжек из кварцев редкометалльных пегматитовых и мусковитовых пегматитов резко различаются. Для кварца редкометалльных пегматитов характерно более высокое содержание солей в растворе включений, а также резкое преобладание Na⁺ над K⁺ и Cl⁻ над

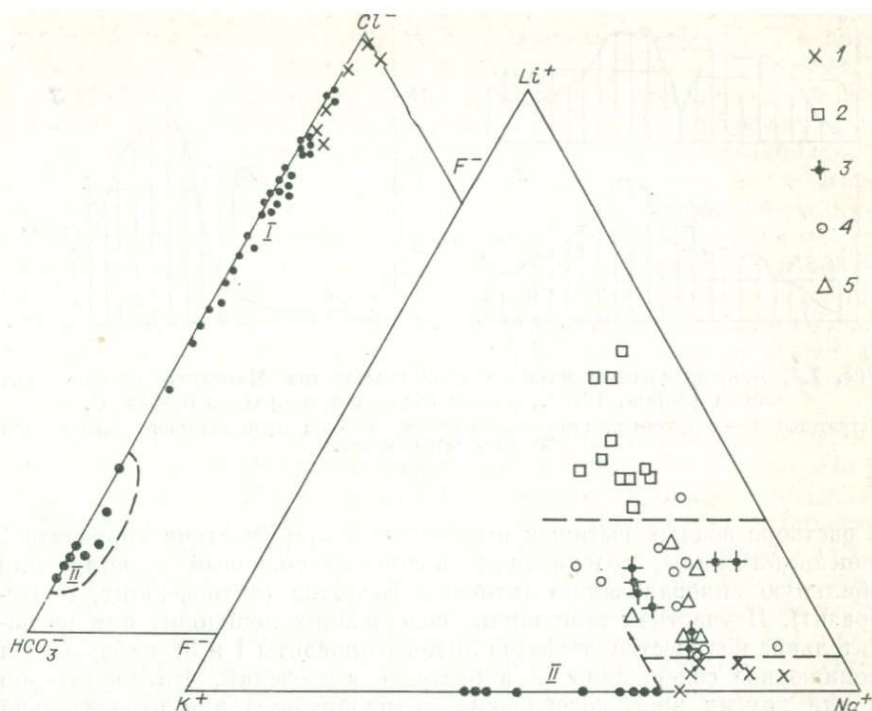


Рис. 7.3. Диаграммы состава водных вытяжек из кварца пегматитов различной специализации.

Пегматиты: I — редкометалльные петалитовые, II — мусковитовые. Жилы: 1 — без литиевой минерализации; 2—4 — с литиевой минерализацией (2 — горизонт 2, 3 — горизонт 1, 4 — горизонт 3 детально изученной жилы), 5 — другие жилы района.

HCO_3^- . Эта же особенность растворов включений характерна для кварца сподуменовых редкометалльных пегматитов. Во включениях из кварца мусковитовых пегматитов HCO_3^- резко преобладает над Cl^- , а отношение K/Na более высокое, чем в редкометалльных пегматитах. Характерно также отсутствие Li . Указанные отличия сохраняются и для мусковитовых пегматитов и для редкометалльных пегматитов, не содержащих литиевой минерализации. Следовательно, по соотношению катионов и особенно анионов во включениях в кварце можно отчетливо определить эти промышленные типы (рис. 7.3).

Растворы водных вытяжек из кварца пегматитов с разной минерализацией в изученном поле петалитовых пегматитов отчетливо различаются по составу. Все пегматитовые тела с литиевой минерализацией характеризуются повышенным количеством Li в растворах газовой-жидких включений. Они образуют обособленное поле на диаграмме $\text{K}-\text{Li}-\text{Na}$ (см. рис. 7.3). На этой же диаграмме можно видеть дифференциацию пегматитов с различной литиевой минерализацией по содержанию лития. Наиболее высокой концентрацией Li

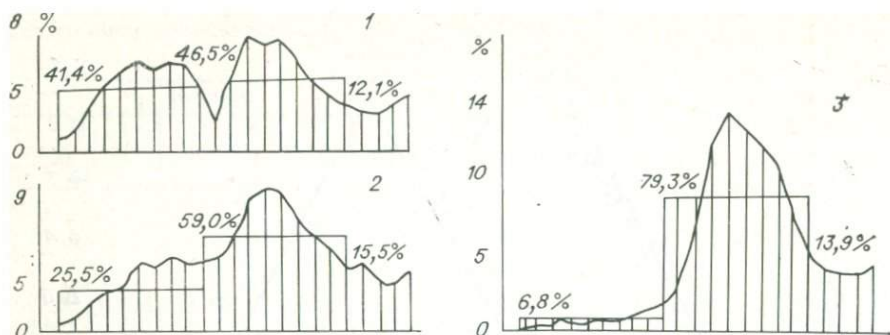


Рис. 7.4. Декрептомграммы мусковитовых пегматитов Мамского слюдоносного района [Зорин, 1975]. По оси абсцисс температура 0—540° С. Пегматиты: 1 — с промышленным ослоднением, 2 — без промышленного ослоднения, 3 — без ослоднения.

в растворе водных вытяжек отличается кварц участков горизонта 2 описанной жилы, содержащих кварц-сподуменовый агрегат или обильную минерализацию литиевых фосфатов (литофиллит, монтебразит). В участках этой жилы, содержащих лепидолит или незначительное количество фосфатов лития (горизонты 1 и 3), наблюдается пониженное содержание Li в растворе включений, что характерно и для других жил, содержащих лепидолитовую или относительно слабую монтебразитовую минерализацию.

Наиболее важной особенностью состава анионной части является повышенное содержание HCO_3^- в водных вытяжках из кварца изученной жилы с литиевой и танталовой минерализацией по сравнению с другими жилами района. Включения с жидкой CO_2 в кварце описанной жилы наблюдаются визуально, тогда как в кварце других жил обычны включения водного раствора с кристаллами NaCl. Обогащение HCO_3^- максимально во включениях из кварца участков пегматитовой жилы с вторичным сподуменом. Таким образом, кварц наиболее важных промышленных типов пегматитов характеризуется высоким содержанием Li и комплексным характером анионной части растворов газовой-жидких включений.

Важная работа по использованию результатов изучения включений в минералах пегматитов, при поисках и промышленной оценке мусковитовых пегматитов проведена Б. И. Зориным [1975]. Выполненные им декрептомметрические исследования минералов этих пегматитов показали четкую зависимость между количеством низкотемпературных взрывающихся в интервале 20—280°С включений в минералах, ассоциирующих с мусковитом, и интенсивностью ослоднения. Показатель слюдоносности $\frac{\sum_{\text{имп}} 280^\circ}{\sum_{\text{имп}} 540^\circ} \cdot 100\%$ для бесслюдных пегматитов и пегматитов с непромышленным ослоднением не пре-

вышает соответственно 10 и 25, тогда как в пегматитах с промышленным ослюдением он превышает 30. Декрептограммы рис. 7.4 подтверждают приведенную закономерность.

Полученная зависимость между количеством включений, взрывающихся при низких температурах (до 280°), и интенсивностью ослюдения, на наш взгляд, обусловлена тем, что кристаллизация мусковита происходила при интенсивном воздействии водно-углекислотных растворов. При этом в большом количестве консервировались в минералах относительно крупные включения, состоящие из водного раствора и жидкой углекислоты. При нагревании эти включения взрываются при относительно низких температурах до их гомогенизации в связи с высоким внутренним давлением, создаваемым углекислотой. Таким образом, прямая связь между интенсивностью низкотемпературного пика на декрептограммах и интенсивностью ослюдения имеет генетическую природу.

При изучении газово-жидких включений в минералах вмещающих мусковитовые пегматиты пород Б. Е. Карским, Б. И. Зориным и В. Е. Девятовым [1973] установлены ореолы «пропаривания», характерные для секущих пегматитовых жил. Максимальная ширина ореолов «пропаривания» от 20 до 35 м висячем боку жил и до 15 м в их лежащем боку [Зорин, 1975]. Размеры и интенсивность этих ореолов зависят от морфологии жил, их мощности, минерального состава и интенсивности ослюдения. Около пегматитовых жил с непромышленным мусковитом они практически отсутствуют. Установленные критерии промышленного ослюдения были использованы при поисках «слепых» тел пегматитов.

В. А. Калужный и А. Д. Матвиенко [1983] приводят еще один метод поисков и оценки пегматитов по результатам изучения газово-жидких включений. Они изучали газовый состав флюидов, воздействующих при образовании топаз-морионовых пегматитов на вмещающие их граниты. Было установлено, что отношение CO_2/N_2 является индикатором степени измененности гранитов. Содержание CO_2 в смеси газов включений возрастает в гранитах при приближении к контакту с пегматитами, а в последних от контакта к центру тел, что и послужило основой для предложенного этими исследователями эндогенно-углекислотного метода поисков пегматитов. Проверка этого метода на полигонах пегматитового поля показала полное совпадение пространственного размещения участков высокой концентрации CO_2 и пегматитовых тел. При этом для более перспективных участков характерно более высокое фоновое содержание CO_2 , что дает возможность использовать метод и для поисков миароловых пегматитов, и для промышленной разбраковки участков.

Таким образом, можно говорить о больших возможностях использования результатов изучения газово-жидких включений в минералах пегматитов не только для определения условий минералообразования в них, но и для целей поисков и оценки пегматитов различных промышленных типов.

7.4. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ В ПРАКТИКЕ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Плохая оснащённость многих пегматитоносных регионов при отсутствии легкой буровой техники и механизмов для опробования не позволяют провести представительное опробование даже немногих пегматитовых тел. Редкая сеть литогеохимической съёмки не может дать ответа на вопрос о специализации сравнительно небольших по размерам геологических образований, какими являются пегматиты. Неравномерное распределение минерализации в пегматитовых телах и трудности в диагностике многих минералов создают дополнительные осложнения при их оценке. Значительную помощь в таких случаях оказывает использование элементов-индикаторов геохимической специализации пегматитов. Различные типы пегматитов характеризуются вполне определенными уровнями содержания Na, Rb, Cs, Ba, Sr и Pb в минералах. В результате они могут быть классифицированы по этим элементам-индикаторам и индикаторным отношениям типа Ba/Rb.

Достаточно нескольких граммов чисто отобранного материала, чтобы выполнить необходимые анализы спектральным или пламенно-фотометрическим методом. Масса первоначального образца для отборки всего 50—100 г. Желательно брать несколько образцов каждого минерала для исключения влияния большой дисперсии концентраций. Возможно объединение образцов одного минерала в общую пробу. Совокупность данных по нескольким минералам и по группе элементов-индикаторов позволяет дать однозначный ответ на вопрос о специализации пегматитов.

Проверка специализации пегматитов геохимическими методами позволила бы многим геологам (а порой и неспециалистам) воздержаться от необоснованных заявок об открытиях рудопроявлений, а также подкрепить полевые данные дополнительными аргументами. Кроме того, анализы проб коренных пород могут оказаться ценными при диагностике редкометалльных пегматитов, которая не всегда возможна по внешним признакам или при литогеохимической съёмке по вторичным ореолам [Павлишин, Вовк, 1970; Глебов и др., 1974].

Геохимическая специализация пегматитов одинакова для большей части пегматитовых тел пегматитового поля или пояса. Однако полезные минералы содержатся в незначительной их части, составляющей в разных районах от 2 до 20% числа пегматитовых тел. Если для редкометалльных пегматитов вопрос об их рудоносности может быть решен геохимическими методами, то для миссуритовых и слюдоносных пегматитов это сделать значительно сложнее.

На вопрос, существуют ли однозначные геохимические критерии, позволяющие определить, например, степень мусковитоносности пегматитовых тел, в настоящее время можно дать лишь отрицательный ответ. Все попытки найти корреляцию между содержаниями каких-либо отдельных элементов в минералах пегматитов и степенью их слюдоносности окончились неудачей. Обнадеживавшие данные Ю. П. Смирнова [1963] о повышенных содержаниях Y, La,

Zr, Li и Rb в плагиоклазах слюдоносных жил Кольского полуострова не подтвердились последующими исследованиями в разных мусковитовых районах. Даже в тех случаях, когда генерации минералов, ассоциирующиеся с мусковитом, четко отличаются по содержаниям элементов-примесей от остальных генераций, эти данные нельзя использовать для определения промышленной слюдоносности, зависящей от размеров и качества кристаллов слюды. Можно судить о проявлении в жиле процессов мусковитизации, можно определить по ядру без мусковита продолжение слюдоносной зоны на глубину, но крутость слюды можно выявить лишь по самим кристаллам мусковита. Изменение содержания элементов-примесей в минералах, связанных с перекристаллизацией во время мусковитообразования, происходит лишь в зонах замещения, т. е. за пределами слюдоносных зон геохимических признаков этих зон обнаружить практически нельзя.

Ценность кристаллов мусковита или горного хрусталя определяется главным образом размером, отсутствием дефектов, механическими и электрическими свойствами. Но эти качества не связаны напрямую с геохимическими параметрами пегматитов. Поэтому определение геохимической специализации мусковитовых или мшироловых пегматитов означает лишь их потенциальную рудоносность.

Однако есть проблема, которая успешно решается геохимическими методами, иногда в комплексе с минералого-петрографическими. Она состоит в определении продуктивности пегматитовых тел при неравномерном распределении в них полезной минерализации. Известно, что слюдоносные зоны составляют незначительную часть объема пегматитового тела. Аналогично этому залежи поллукита или зоны альбитизации с танталитом занимают малую долю зонального редкометаллического пегматитового тела. В случае вскрытия выработкой (скважиной или разведочной канавой) или дневной поверхностью непродуктивной части жилы возникает вопрос: целесообразна ли дальнейшая разведка этой жилы?

Как уже было показано, образование экзоконтактовых ореолов четко коррелируется с процессами метасоматоза в пегматитовых телах. В частности, ореолы вокруг жил мусковитовых пегматитов образуются во время (и в результате) процессов слюдообразования. Вокруг редкометаллических пегматитовых жил ореолы возникают во время процессов альбитизации. Часть мшироловых пегматитов тоже окружена ореолами выноса компонентов в процессе образования полостей. Отсюда следует ряд важных выводов.

Поскольку зоны контакта пегматитовых тел с вмещающими породами являются участками, наиболее доступными для послемагматических растворов, экзоконтактовые ореолы обычно бывают непрерывными — даже в тех случаях, когда внутри жил зоны мусковитизации или альбитизации имеют секущее положение и занимают незначительную часть объема. Поэтому ореолы могут дать информацию о продуктивности пегматитового тела и там, где в эндоконтакте или в данном сечении тела полезная минерализация отсутствует. Следовательно, измененные вмещающие породы являются более со-

вершенными индикаторами оруденения в пегматитах, чем случайно взятый участок или произвольное сечение самих пегматитов. Изучив контакты жилы, можно сделать вывод о закономерном или случайном отсутствии слюды или руды на данном уровне (в данном сечении).

Например, оценка на глубину жил мусковитовых пегматитов с непромышленным содержанием слюды на поверхности выполняется на основе детального изучения первичных ореолов рассеяния и контактовых изменений на участках экзоконтакта, вскрытых разведочными выработками. При этом имеются данные разведки и опробования жилы, в частности, о типе ослюденения. Поэтому если в ореоле обнаружена зона интенсивного окварцевания, окруженная зоной мусковитизации, с соответствующими концентрациями элементов-индикаторов, а в пегматитовом теле — только мусковит по биотиту или небольшие по масштабам зонки кварц-мусковитового замещения, можно предположить на глубине слюдоносную зону кварцевого замещения.

Очень близка к упомянутой вторая задача, которая может быть решена с помощью геохимических методов. В случае пересечения пегматитового тела поисковой скважиной или штольней и отсутствия ослюденения в месте пересечения необходимо опробование контактов и их петрографо-геохимическое изучение по методике, применяемой для поверхностных условий. Петрографическое изучение экзоконтактов, анализы на элементы-индикаторы в экзоконтактовых породах и минералах пегматитового тела позволят, в зависимости от результатов, дать рекомендации по дальнейшему изучению жилы.

Третья задача — повышение надежности оценки и опробования пегматитов по керну скважин малого диаметра (алмазного бурения). Когда содержание мусковита в жиле установлено по данным поверхностной разведки, а скважины проходятся с целью определения мощности и направления падения пегматитового тела (слюдоносной зоны), малый диаметр керна не является помехой. Если же необходимо определить тип ослюденения и примерное содержание мусковита по керну, возникают трудности в диагностике структур, генерации мусковита и т. п. Здесь могут помочь элементы-примеси, содержание которых в минералах меняется в зависимости от времени их образования. Данные о средних содержаниях редких элементов в мусковите, микроклине, биотите разных генераций, несмотря на значительную природную дисперсию, можно использовать в качестве косвенных признаков принадлежности минералов к определенной генерации.

Совершенно аналогичная задача может стоять и при разведке месторождений некоторых редких металлов. Неравномерное распределение танталовой минерализации, например, может вызвать необходимость применения косвенных признаков присутствия тантала, когда в керне малого диаметра его содержание оказалось непромышленным. По аналогии с другими телами того же месторождения или с другими участками той же жилы содержания Rb и Cs в калие-

вом полевом шпате и мусковите, Nb и Ta в касситерите и биотите могут оказаться дополнительными аргументами в пользу продолжения или прекращения разведочных работ по данной жиле.

На стадии региональных поисковых работ масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 наиболее применимыми являются геохимические методы, использующие рассеяние элементов в рыхлых отложениях и растительном покрове. В первую очередь следует назвать съемку по потокам рассеяния, с помощью которой возможно быстрое опосредованное обследование больших территорий. Вторым по значению является литогеохимический метод поисков по вторичным ореолам рассеяния, особенно хорошо зарекомендовавший себя в условиях степных и полупустынных ландшафтов. Наконец, в ряде лесостепных и таежных ландшафтов может быть применен биогеохимический метод поисков.

Совершенно ясно, что упомянутые методы применимы преимущественно для поисков редкометалльных пегматитов, резко выделяющихся по концентрациям лития, рубидия, цезия, а также бериллия, олова и некоторых других элементов. В некоторых случаях возможно обнаружение полей и серий редкометалльно-мусковитовых пегматитов и тех типов миароловых пегматитов, которые содержат берилл и минералы лития. Мусковитовые и собственно хрусталеносные пегматиты при поисках по вторичным ореолам рассеяния надежно выделяются в очень редких случаях.

Целью стадии **общих поисков** (масштабы 1 : 25 000 и 1 : 10 000) является обнаружение пегматитовых полей и крупных серий пегматитовых тел. На этой стадии целесообразно использовать преимущественно геохимические поиски по первичным ореолам рассеяния, а также проводить минералого-петрографические работы для выявления участков измененных пород. Отдельно стоит задача определения геохимической специализации пегматитов по составу образцов отдельных минералов, по газово-жидким включениям в минералах.

Исследования первичного поля рассеяния химических элементов преследуют двойную цель: выявить, во-первых, ореолы пегматитовых полей в целом, для чего, как показывает опыт работы, можно использовать сеть опробования 500×100 либо 500×50 м; во-вторых, сливающиеся в достаточно мощные зоны аномальных концентраций ореолы серий сближенных пегматитовых тел с использованием более плотной сети опробования (250×20 — 100×10 м). Значение минералого-петрографических методов при поисках жильных серий в общем комплексе поисковых работ еще возрастает.

Целесообразность ориентирования на поиски не отдельных пегматитовых тел, а участков их сосредоточения в виде жильных серий на обсуждаемом этапе подтверждает многолетний опыт комплексных геофизических и геохимических работ.

При использовании структурно-литологических факторов локализации участков сосредоточения редкометалльных пегматитовых жил положительно зарекомендовал себя комплекс в составе ряда геофизических методов и литогеохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния редких элементов-индикаторов (Li, Be, Cs, Zn). По результатам литогеохимической съемки по вторичным ореолам рассея-

ния можно выделить лишь довольно обширные перспективные площади, значительно превышающие размеры реальных участков сосредоточения редкометалльных пегматитов. Уточнение контуров таких участков невозможно без привлечения комплекса геофизических признаков и геохимического изучения первичного поля рассеяния.

На стадии **детальных поисково-разведочных работ** масштабов 1 : 5000 и 1 : 2000 основная задача состоит в детализации строения участков сосредоточения жильных тел (жильных серий), а также поисках отдельных редкометалльных пегматитовых жил. Использование подавляющего большинства геофизических методов, а также геохимических методов поисков по потокам и вторичным ореолам рассеяния недостаточно эффективно.

При проведении детальных поисков масштабов крупнее 1 : 10 000, разведке и эксплуатации месторождений наилучшие результаты дает геохимический метод поисков по первичным ореолам рассеяния в комплексе с детальными минералого-петрографическими исследованиями. Однако обычно во многих, в том числе и в опытно-методических работах, исследуется лишь чисто геохимический аспект эндогенных ореолов, тогда как минералого-петрографическая сторона вопроса остается открытой. Вместе с тем именно она, как правило, наиболее информативна для понимания закономерностей формирования ореолов, что очень важно в практическом плане, так как только знание этих закономерностей позволяет более целенаправленно выявлять, а главное, квалифицированно интерпретировать геохимические аномалии. Изучение минералого-геохимических особенностей ореолов позволяет также оценивать специализацию, а следовательно, в известной мере и промышленную значимость недостаточно вскрытых и «слепых» жильных тел.

На стадии **детальных поисково-разведочных работ** использование геохимического метода сдерживается нередко значительным интервалом времени между опробованием и получением аналитических результатов. В закрытых районах, где для геохимического опробования по первичным ореолам необходимо проходить горные выработки либо создавать сеть мелких скважин, на практике предпочтение обычно отдается гораздо более дорогому, но сразу дающему исчерпывающую информацию разбурированию месторождения по сети. Однако эта проблема скорее организационная, чем научно-методическая. Экспедициям, специализирующимся на поисках редкометалльного сырья, необходимо иметь в нужном объеме собственную аналитическую базу непосредственно на месторождениях.

Наконец, в процессе **разведочных работ** на первое место выходят геохимические методы, позволяющие проводить оценку на глубину пегматитовых жил, не содержащих мусковита или редкометалльного оруденения на поверхности или в месте пересечения пегматитов буровой скважиной. Как ясно из изложенного выше материала, здесь наиболее важны геохимические и петрографические методы изучения участков экзоконтакта. Некоторое значение может иметь также изучение элементов-примесей в минералах «пустых» участков пегмати-

товых тел. Оно позволяет уточнить название структурных разновидностей пегматитов и положение рудоносной части жил при неравномерном распределении полезной минерализации.

Таким образом, геохимические методы поисков и геохимические критерии специализации пегматитов или принадлежности минералов (пород) к продуктивной ассоциации находят применение на всех стадиях геолого-разведочных работ. Геохимические исследования, несмотря на необходимость привлечения квалифицированных кадров и использование аналитических лабораторий, в целом являются значительно более дешевыми, чем буровые и горнопроходческие работы. Поэтому их применение, позволяющее сократить объем более дорогих видов работ и повысить надежность поисковых и разведочных данных, приводит к снижению удельных затрат на единицу подготавливаемых запасов полезных ископаемых.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на значительный аналитический материал по гранитным пегматитам, как уже опубликованный, так и полученный авторами специально для данной работы, многие вопросы геохимии гранитных пегматитов остаются пока нерешенными. Прежде всего это касается элементов, которым до последнего времени не уделялось достаточного внимания при изучении тех или других групп пегматитов. Практически не исследовано поведение редкоземельных элементов в процессах формирования редкометалльно-мусковитовых, редкометалльных и миароловых пегматитов. Отрывочны данные по таким интересным малым элементам, как цинк, таллий, олово, ниобий и тантал, сера, фосфор, хлор и бор. По-прежнему острой остается проблема представительных средних содержаний элементов в крупноблоковых и гигантозернистых участках пегматитовых тел. Несмотря на простоту и доступность объемно-минералогического метода получения средних цифр по таким участкам, этот метод еще не получил повсеместного применения.

Значительными возможностями располагает термобарогеохимический метод изучения газовой-жидких включений в минералах пегматитов. Многие приведенные выше сведения по давлениям и температурам процессов, по составу летучих компонентов и рН послемагматических процессов получены именно при изучении включений. Однако для пегматитов пока еще не используются или слабо используются методы локального определения состава минералов-узников в газовой-жидких включениях, методы раман-спектроскопии для прямого определения состава жидкостей и газов, методы газовой хроматографии. Обнаруженные во включениях углеводороды, азот и его соединения, сероводород пока изучены недостаточно.

Таким образом, в области геохимии гранитных пегматитов сохраняется еще много «белых страниц», ждущих своих исследователей. Несомненно, в результате дальнейших исследований появятся новые возможности использования результатов в геологической практике — точно так же, как уже сделанное позволяет применять геохимические методы для поисков и оценки пегматитовых месторождений.

Три последних десятилетия были периодом получения колоссального фактического материала по распределению в пегматитах большой группы элементов. По сравнению с периодом 20—40-х годов, когда геохимия гранитных пегматитов располагала в основном только качественными сведениями о поведении элементов, основанными преимущественно на изучении минерального состава пегматитов, осуществлен резкий скачок в наших знаниях. Наступил период количественных данных о составе пегматитов и их минералах, о P , T и других параметрах процессов пегматитообразования.

Применение к изучению пегматитов принципиально новых методов исследования вещества, появившихся и развитых уже в последней трети двадцатого столетия, позволит перейти на следующую ступень познания этих интереснейших и сложнейших объектов. Поскольку интерес к пегматитам как источникам многих важнейших элементов и минералов пока не исчерпан, новый уровень знаний станет основой более надежных методов поиска пегматитовых тел на глубине, более полного использования этих уникальных природных кладовых разнообразного минерального сырья.

ЛИТЕРАТУРА

- Аврашов А. С. Петрохимические особенности некоторых гранитных интрузивов Центрального Казахстана // Тр. ВНИИСИМС.— М., 1964.— Т. 8.— С. 39—54.
- Арнаутов Н. В., Базаров Л. Ш., Долгов Ю. А. и др. Характер изменения состава растворов в процессе формирования флюоритоносного камерного пегматита // Докл. АН СССР.— 1965.— Т. 164, № 5.— С. 1147—1150.
- Арутюнов Г. М., Наливкин А. Б., Холодок Н. И. Барий в микроклине пегматов как возможный индикатор пегматитов различных свит и разной слюдонасыщенности // Минералогия и геохимия докембрия Карелии.— Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1971.— С. 20—23.
- Архангельская В. В. Особенности условий образования и состава пегматитоносных гранитоидов СССР // Геология месторождений редких элементов.— М.: Недра, 1964.— Вып. 22.— С. 41—60.
- Архангельская В. В., Гинзбург А. И. О геотектонической позиции поясов редкометалльных пегматитов // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 231, № 2.— С. 423—425.
- Базаров Л. Ш. Изменение температуры и давления в процессе формирования флюоритоносного пегматита // Докл. АН СССР.— 1965.— Т. 165, № 4.— С. 915—918.
- Базаров Л. Ш., Добрецова И. А., Юсупов С. Ш. Характер распределения фтора вокруг камерного пегматита в гранитах // Докл. АН СССР.— 1964.— Т. 157, № 5.— С. 1136—1138.
- Базаров Л. Ш., Моторина П. В. Физико-химические условия формирования редкометалльных натро-литиевых пегматитов // Докл. АН СССР.— 1969.— Т. 188, № 1.— С. 194—198.
- Бакуменко И. Т., Косухин О. Н. О магматическом этапе пегматитового процесса // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 231, № 2.— С. 430—433.
- Балицкий В. С. Изменения гранитов и пегматитов под воздействием щелочных кремнеземсодержащих гидротермальных растворов при повышенном давлении // Докл. АН СССР.— 1966.— Т. 171, № 5.— С. 1175—1178.
- Бескин С. М., Шмакин Б. М. Альбит-сподуменовые пегматиты как разновидность редкометалльных гранитов // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 252, № 3.— С. 684—687.
- Бескровный Н. С., Баранова Т. Э. О нефтяных битумах в пегматитах и карбонатах // Докл. АН СССР.— 1963.— Т. 149, № 4.— С. 918—921.
- Беус А. А., Беренгилова В. В., Грабовская Л. И. и др. Геохимические поиски эндогенных месторождений (на примере тантала).— М.: Недра, 1968.— 264 с.
- Беус А. А., Диков Ю. П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования (по данным гидротермального эксперимента).— М.: Недра, 1967.— 180 с.
- Боголюбов А. Н., Загоскин В. А., Куфтырева В. А. и др. Применение геофизических и геохимических методов при поисках и разведке месторождений мусковита // Вопросы геологии, поисков и разведки мусковитоносных пегматитов.— М.: Недра, 1971.— С. 101—108.
- Боровик-Романова Т. Ф., Соседко А. Ф. Содержание редких щелочей в минера-

- лах из пегматитовых жил Кольского полуострова по спектральным анализам // Геохимия.— 1957.— № 5.— С. 368—379.
- Боровиков П. П., Игнатьева Т. С.** К вопросу о геохимии гранитных пегматитов Карело-Кольского региона // Тр. Ин-та геологии Кольского фил. АН СССР.— 1969.— Вып. 4.— С. 124—133.
- Брандт С. Б., Макагон В. М., Ленин В. С., Лепина С. В., Колосницкая Т. И.** Изотопно-геохимические балансы рублидия и стронция в газиво-жидких включениях и вмещающих их кварцах из пегматитов // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.— 685 с.
- Бугаец А. П.** Статистические методы при поисках и оценке пегматитов по геохимическим данным.— М.: Недра, 1970.— 127 с.
- Бугаец А. П., Дворниченко Г. К.** Методы многомерного статистического анализа при прогнозной оценке пегматитов // МГК. 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 13 б. Математические методы в геологии.— М.: Наука, 1968.— С. 29—36.
- Бушев А. Г.** Связь мусковитовых пегматитов с гранитоидами // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 77—81.
- Бушев А. Г., Коплюс А. В., Бескин С. М.** Типизация и минералого-геохимические особенности флюоритоносных пегматитов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1985.— Ч. 114, вып. 3.— С. 298—312.
- Варганова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В.** Гранитоиды Восточного Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972.— 272 с.
- Васильева В. П.** Вертикальная метасоматическая зональность Северо-Байкальской мусковитовой провинции и ее геолого-петрологические признаки // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 197—200.
- Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю.** Комплексная интерпретация данных геохимических и геофизических методов // Математическая обработка данных в поисковой геохимии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 140—157.
- Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю., Загорский В. Е., Малагон В. М.** Геофизические и геохимические методы поисков редкометалльных пегматитов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 120 с.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М.** Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.— 225 с. (Тр. ЛАГЕД АН СССР. Вып. 17).
- Виноградов А. П.** Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия.— 1962.— № 7.— С. 555—571.
- Виноградова Н. А., Григорян С. В., Егоров А. Е.** Первичные ореолы редкометалльных пегматитов докембрия и их практическое значение // Геохимические методы поисков рудных месторождений в докембрии.— Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1972.— С. 133—137.
- Вишняков Н. Н., Емельянов Е. Л.** Микроклин-альбитовые пегматиты с рубидиевым мусковитом и лепидолитом — перспективный источник высококачественных тапталовых руд // Геология и сырьевые ресурсы редких элементов в СССР.— Апатиты: ИМГРЭ, 1974.— С. 42—44.
- Власов К. А.** Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы // Изв. АН СССР, Сер. геол.— 1961.— № 1.— С. 8—29.
- Вовк П. К., Возняк Д. К.** Сложные включения CO_2 в кристаллах альбита // Изучение геохимии глубинных растворов по углеродсодержащим реликтам и парагенезисам минералов.— Киев: Наук. думка, 1967.— С. 82—87.
- Гинзбург А. И.** О минералах — геохимических индикаторах и их значении при поисках руд редких металлов в пегматитах // Докл. АН СССР.— 1954.— Т. 98, № 2.— С. 233—235.
- Гинзбург А. И.** О влиянии внешнего давления на ход пегматитового процесса // Вопросы геологии и генезиса пегматитов.— М.: Недра, 1964.— С. 74—82. (Геология месторождений редких элементов. Вып. 22).
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г.** О глубинах образования гранитных пегматитов // Геология руд. месторождений.— 1960.— Т. 2, № 1.— С. 45—54.

- Гинзбург А. И., Тимофеев П. Н., Фельдман Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов.— М.: Недра, 1979.— 296 с.
- Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков.— М.: Гостеолтехиздат, 1957.— 295 с.
- Глебов М. П. Закономерности распределения элементов-примесей в минералах мусковитовых пегматитов Гутаро-Бирюсинского района // Геохимия пегматитов Восточной Сибири.— М.: Наука, 1971.— С. 112—133.
- Глебов М. П., Кузнецова Л. Г., Ройзенман Ф. М., Шмакин Б. М. Петрографо-геохимические исследования при поисках и оценке специализации редкометалльных пегматитов // Ежегодник-1973 СибГЕОХИ.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— С. 119—123.
- Глебов М. П., Шмакин Б. М. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов Гутаро-Бирюсинского района // Ежегодник-1968 СибГЕОХИ.— Иркутск: Изд-во Ин-та геохимии СО АН СССР, 1969.— С. 137—141.
- Глюк Д. С., Шмакин Б. М. Роль ликвационной дифференциации в пегматитовом процессе // Геохимия.— 1986.— № 4.— С. 445—457.
- Гворов П. Н., Стунжас А. А. О формах переноса бериллия при щелочном метасоматозе // Геохимия.— 1963.— № 4.— С. 383—390.
- Гордиенко В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов.— М.: Недра, 1970.— 236 с.
- Гордиенко В. В., Богданов Ю. Б., Бойцова Г. Н. и др. Слюдоносные пегматиты Северной Карелии.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1976.— 337 с.
- Гордиенко В. В., Жукова И. А., Ильина Л. П. и др. Геохимия бария и стронция в редкометалльных пегматитах // Вопросы геохимии и типоморфизм минералов.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1978.— Вып. 2.— С. 13—26.
- Гордиенко В. В., Пономарева Н. И., Цыбина Н. В. Поведение микроэлементов в процессе формирования слудоносных пегматитов // I Междунар. геохим. конгр.— М.: Изд-во АН СССР, 1972.— Т. 3, кн. 2.— С. 420—437.
- Гребенщикова В. И. О геохимической зональности пегматитов Адун-Челона (Вост. Забайкалье) // Ежегодник-1973 СибГЕОХИ.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— С. 124—127.
- Дворник-Самарский В. А., Козулина И. М. Контактные изменения и особенности преобразования ксенолитов в слудоносных пегматитах // Зап. Вост.-Сиб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва.— 1960.— Вып. 2.— С. 117—127.
- Дворник-Самарский В. А., Кузнецова А. И. О распределении некоторых редких и редкоземельных элементов в гранитоидах и пегматитах Северного Прибайкалья // Геология и геофизика.— 1960.— № 5.— С. 40—53.
- Долгов Ю. А. Давления и температуры в процессе формирования камерных пегматитов // Докл. АН СССР.— 1968.— Т. 178, № 5.— С. 1171—1174.
- Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов при высоких температурах // Минералогическая термометрия и барометрия.— М.: Наука, 1965.— С. 118—122.
- Долгов Ю. А., Бакуменко И. Т. О высокотемпературном пневматолитовом кварце Золотой Горы // Докл. АН СССР.— 1964.— Т. 159, № 5.— С. 1044—1043.
- Долгов Ю. А., Макагон В. М., Соболев В. С. Жидкие включения в дистене метаморфических пород и пегматитов Мамского района // Докл. АН СССР.— 1967.— Т. 175, № 2.— С. 444—447.
- Дубов Р. П. К теории распределения концентраций в диффузионных геохимических ореолах // Геохимия рудных месторождений.— М.: Наука, 1964.— С. 114—131.
- Емельянов Е. Л., Полетаев П. А., Вишняков Н. П. О региональной зональности в одном из пегматитовых поясов Восточной Сибири // Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири.— Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1976.— С. 7—49.
- Ермаков Н. П. Методы использования газово-жидких включений при поисках и разведке постмагматических месторождений и слепых рудных тел // Сов. геология.— 1966.— № 9.— С. 77—90.
- Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия.— М.: Недра, 1979.— 271 с.
- Ермолаев М. М. К геохимии редкометалльных гранитных пегматитов // Научн. докл. высшей школы. Сер. геол.-геогр.— 1959.— № 2.— С. 147—154.
- Жедваб Ж. Изучение элементов-примесей в минералах пегматитов // Пегматиты Центральной Африки.— М.: Иностран. лит., 1958.— С. 111—258.

- Завалишин М. А., Чесноков В. Н.** Минеральная зональность Мамского пегматитового поля и ее природа // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы.* — М.: Недра, 1971. — С. 13—48.
- Загорский В. Е.** К количественной оценке минеральных изменений и геохимических аномалий в ореолах мусковитовых пегматитов (Мамский район) // *Геология и геофизика.* — 1973. — № 2. — С. 56—65.
- Загорский В. Е.** Первичные ореолы танталоносных пегматитов и их поисковое значение // *Разведка и охрана недр.* — 1977. — № 5. — С. 20—23.
- Загорский В. Е.** О хлоритизации в экзоконтактах редкометаллических пегматитов // *Докл. АН СССР.* — 1978. — Т. 239, № 4. — С. 959—961.
- Загорский В. Е., Беллевский В. И., Несмелов Г. Г., Перетяжко И. С.** Мигроловые пегматиты Малханского хребта // *Драгоценные камни СССР.* — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1987. — С. 96—112.
- Загорский В. Е., Макагон В. М.** Петрохимические особенности метасоматических процессов в экзоконтактах редкометаллических пегматитов // *Геохимия.* — 1980. — № 7. — С. 1061—1068.
- Загорский В. Е., Макагон В. М., Шмакин Б. М.** Главные закономерности формирования первичных ореолов редкометаллических пегматитов // *Проблемы геохимии эндогенных процессов.* — М.: Наука, 1977. — С. 145—152.
- Загорский В. Е., Макагон В. М., Шмакин Б. М.** Поиски и оценка редкометаллических пегматитов по первичным ореолам рассеяния // *Принципы и методы крупномасштабного прогнозирования редкометаллических месторождений.* — М.: ИМГРЭ, 1978. — С. 100—112.
- Загорский В. Е., Макрыгина В. А.** Эволюция состава слюд в экзоконтактах танталоносных пегматитов // *Геохимия.* — 1976. — № 9. — С. 1362—1369.
- Загорский В. Е., Шмакин Б. М.** Принципы классификации мигроловых пегматитов // *Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии.* — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 57—63.
- Загоскин В. А., Тестов В. И., Загоскина Е. И., Шиманский А. А.** К вопросу о возможности биогеохимического метода для поисков слюдоносных пегматитов // *Вопросы геологии, поисков и разведки мусковитоносных пегматитов.* — М.: Недра, 1971. — С. 115—118.
- Загоскин В. А., Шиманский А. А.** Вторичные лито- и биогеохимические ореолы рассеяния на редкометаллических пегматитовых месторождениях // *Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири.* — М.: Наука, 1971. — С. 127—140.
- Захарченко А. И., Соколов Я. Н.** Хрусталеносные и флюоритоносные пегматиты и их основные генетические типы // *Бюл. ВСЕГЕИ.* — 1960. — Вып. 2. — С. 70—80.
- Зорин Б. И.** Применение термометрических методов исследования минералов при поисках и промышленной оценке слюдоносных пегматитов // *Автореф. канд. дис.* — М., 1975. — 24 с.
- Зубов М. А.** Выделение и интерпретация первичных геохимических аномалий редкометаллических пегматитов // *Принципы крупномасштабного прогнозирования редкометаллических месторождений.* — М.: ИМГРЭ, 1978. — С. 113—122.
- Иванов А. Н., Шмакин Б. М.** Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. — М.: Наука, 1980. — 220 с.
- Иванов А. Н., Шмакин Б. М.** Эволюция пегматитообразования в регионах с многоэтапным гранитоидным магматизмом. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — 175 с.
- Ивантшин М. Н.** Геохимические закономерности распределения редких элементов в гранитах и пегматитах Украинского кристаллического щита // *Мегаллоения докембрийских щитов и древних подвижных зон.* — Киев: Изд-во АН СССР и АН УССР, 1960. — Ч. 1. — С. 116—131.
- Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений.** — М.: Недра, 1983. — 191 с.
- Кадик А. А.** Физико-химические условия, определяющие поведение воды и углекислоты в магмах основного и кислотного состава при их движении к поверхности Земли // *Автореф. докт. дис.* — М., 1973. — 61 с.
- Кадик А. А., Луканин О. А.** Поведение воды и углекислоты в магматических

процессах, определяемое их растворимостью // Геохимия.— 1973.— № 2.— С. 163—180.

- Калинин П. В.** О пегматитах Слюдянского района в Южном Прибайкалье // Тр. МГРИ, 1957.— Т. 31.— С. 81—101.
- Калинин П. В., Шмакин Б. М., Ширяева В. А.** Состав сфена из гранитных пегматитов // Минерал. журн.— 1984.— Т. 6, № 5.— С. 34—44.
- Калита Е. Д.** Особенности распределения редких щелочных металлов в камерных пегматитах как возможным критерий для поисков оптического флюорита и пьезокварца // Сов. геология.— 1963.— № 3.— С. 82—93.
- Калита А. П.** Пегматиты щелочных гранитов // Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений редких элементов.— М.: Наука, 1966.— Т. 3.— С. 64—66.
- Калита А. П.** Пегматиты и гидротермалиты щелочных гранитов Кольского полуострова.— М.: Недра, 1974.— 140 с.
- Каложный В. А., Матвиенко А. Д.** Геохимия газовых компонентов минералообразующих флюидов и практика поисков закрытых занорышевых пегматитов // Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 182—190.
- Каложный В. А., Пругула З. С.** К выяснению структурных, термодинамических и геохимических условий деятельности глубинных растворов пегматитов занорышевого типа // Изучение геохимии глубинных растворов по углеродсодержащим реликтам и парагенезисам минералов.— Киев: Наук. думка, 1967.— С. 33—54.
- Камерон Е. Н., Джане Р. Г., Мак Нейр А. П., Пейдж Л. Р.** Внутреннее строение гранитных пегматитов.— М.: ИЛ., 1951.— 145 с.
- Карпов И. К., Антипина Е. Н.** Сравнительная характеристика химического состава пегматитов и вмещающих пород Мамского пегматитового поля // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1965.— № 10.— С. 57—63.
- Карский Б. Е., Зорин Б. И., Девятов В. Е.** Об использовании карт декрептометрических аномалий при поисках мусковитовых пегматитов (Мамский район) // Геология и генезис мусковитовых пегматитов.— Л.: изд. ОГГГ АН СССР, 1973.— С. 126—127.
- Колесникова А. М.** О некоторых химических изменениях глиноземистых гнейсов на контактах со слюдоносными пегматитовыми жилами // Изв. Карельского и Кольского фил. АН СССР.— 1958.— № 5.— С. 49—61.
- Коржинский Д. С.** Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— С. 335—453.
- Коржанский Д. С.** Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических процессах // Проблемы постмагматического рудообразования: Докл. конф.— Прага, 1963.— Т. 1.— С. 429—433.
- Косале Я. А.** Геохимические особенности пегматитоносных гранитных формаций // Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 14—29.
- Косухин О. Н.** Включения низкотемпературных расплавов в кварце камерных пегматитов // Геология и геофизика.— 1977.— № 10.— С. 66—72.
- Косухин О. Н.** Особенности генезиса гранитоидов Шерловогорско-Адуи-Челонского района (по данным изучения включений) // Геология и геофизика.— 1980.— № 4.— С. 18—26.
- Косухин О. Н., Бакуменко И. Т., Чупин В. П.** Магматический этап формирования гранитных пегматитов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 136 с.
- Кочнев А. П., Черемных В. А., Загорский В. Е.** О происхождении и геохимической эволюции пегматитов Мамской слюдоносной провинции // Геохимия пегматитов Восточной Сибири.— М.: Наука, 1971.— С. 21—47.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.
- Кузнецова Л. Г., Рождественская В. А., Ройзенман Ф. М.** О двух этапах метасоматоза в амфиболитах редкометалльного пегматитового поля // Ежегодник-1975 СибГЕОХИ.— Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1976.— С. 144—149.
- Кузнецова Л. Г., Шмакин Б. М.** Состав породообразующих минералов экзоконтактных ореолов поллцитиноносных жил в разных пегматитовых полях // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1981.— Ч. 110, вып. 1.— С. 59—70.

- Кузьменко М. В. Проблема пегматитов и ее задачи на современном этапе // Пегматитовые редкометалльные месторождения.— М.: изд. ИМГРЭ, 1971.— Вып. 1.— С. 2—19.
- Кузьменко М. В. Геохимическая классификация пегматитовых полей и месторождений // Поля редкометалльных пегматитов.— М.: Наука, 1976.— С. 12—17.
- Куфтырева В. А. Петрография и геохимические особенности экзоконтактных изменений пегматитов Мамского слюдоносного района // Геохимия редких элементов в изверженных горных породах.— М.: Наука, 1964.— С. 99—123.
- Куфтырева В. А., Опочаская Л. Д., Петров Л. Л. Распределение бериллия в контактовых ореолах мусковитовых пегматитов // Геохимия.— 1966.— № 4.— С. 473—479.
- Куфтырева В. А., Соловарова Г. П. О применении геохимических методов поисков слюдоносных пегматитов по первичным ореолам рассеяния // Разведка и охрана недр.— 1966.— № 12.— С. 11—17.
- Лазаренко Е. К., Павлишин В. И., Латыш В. Г., Сорокин Ю. Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Воьльни.— Львов: Вища шк., 1973.— 359 с.
- Левашев Г. Б., Малков П. И. О формах нахождения олова в мусковите и биотите // Докл. АН СССР.— 1973.— Т. 209, № 5.— С. 1197—1200.
- Леонова В. А. Некоторые вопросы геохимии и генезиса пегматитовых жил Чуфы (Сев. Карелия) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1965.— Ч. 94, вып. 3.— С. 272—287.
- Литохимические методы поисков редкометалльных пегматитов (методические рекомендации)/Григорян С. В., Виноградова Н. А., Егоров А. Н., Ротанкова Т. В.— М.: ИМГРЭ, 1976.— 78 с.
- Луговойской Г. П., Сурков Б. К. О воджините из пегматитов Сибири // Новое в минералогических исследованиях.— М.: ВИМС, 1976.— С. 46—51.
- Лукашев А. П. Фтор-биотиты как один из признаков хрустале-флюоритности гранитных массивов // Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах.— М.: Недра, 1969.— С. 109—111. (Тр. ВНИИ синтеза минерального сырья, т. 11).
- Лукашев А. П. Глубины образования пегматитов.— М.: Недра, 1976.— 152 с.
- Луниц А. Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов Северо-Запада СССР.— М.: Недра, 1972.— 176 с.
- Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов.— М.: Недра, 1972.— 200 с.
- Макагон В. М. Особенности распределения редких элементов в гранитоидных пегматитах Мамского района // Ежегодник-1969 СибГЕОХИ.— Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1970.— С. 101—104.
- Макагон В. М. Особенности физико-химических условий формирования мусковитовых и редкометалльных пегматитов Восточной Сибири // Междунар. ассоциация по генезису рудных месторождений. IV Симпозиум, Варна, 1974: Тезисы докладов.— София, 1974а.— С. 258—259.
- Макагон В. М. Влияние физико-химических условий формирования редкометалльных пегматитов на их геохимические особенности // Докл. АН СССР.— 1974б.— Т. 217, № 3.— С. 693—696.
- Макагон В. М. О роли CO_2 в процессах формирования мусковитовых и редкометалльных пегматитов // Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования: Тезисы Республ. совещ.— Львов, 1975.— С. 45—46.
- Макагон В. М. Физико-химические факторы образования литиевых и цезиевых пегматитов Сибири // Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии: Тезисы докладов.— Уфа, 1976.— С. 67.
- Макагон В. М. Пегматоидные граниты зон регионального метаморфизма высоких давлений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 205 с.
- Макагон В. М., Костюкова Е. С. Распределение бария и стронция в гранитоидных пегматитах Мамского слюдоносного района // Стронций и барий в эндогенных образованиях.— М.: Наука, 1973.— С. 130—141.
- Макагон В. М., Кузнецова Л. Г., Таусон Л. С. Экзоконтактные ореолы около пегматитов с различной минерализацией в зональном пегматитовом поя-

се // Ежегодник-1975 СибГЕОХИ:— Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1976.— С. 67—72.

- Макагон В. М., Кузьмина Т. М. Новый тип первичных включений минералообразующей среды в берилле мусковитовых пегматитов // Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири.— Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1976.— С. 90—97.
- Макагон В. М., Таусон Л. С. О составе растворов газовой-жидких включений в кварце редкометаллических пегматитов одного из районов Восточной Сибири.— В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Сибирский Институт геохимии-1978. Иркутск, 1979.— С. 76—79.
- Макагон В. М., Макрыгина В. А., Петров Б. В. Режим летучих при метаморфизме — главная причина образования мусковитовых пегматитов // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 72—76.
- Макагон В. М., Несмелов Г. Г., Подетаев И. А., Шмакин Б. М. Экзоконтактовые изменения и геохимические аномалии вокруг пегматитов с Та—Li—Cs специализацией // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 219, № 6.— С. 1468—1472.
- Макагон В. М., Полетаев И. А., Еремин Г. М. Геолого-структурные и геохимические особенности двух типов редкометаллических пегматитов // Геохимия пегматитов и методы их поисков. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 97—103.
- Макагон В. М., Таусон Л. С., Кузьмина Т. М. Физико-химические условия формирования пегматитов с различной рудной специализацией в Восточной Сибири // Термобарогеохимия и рудогенез: Материалы VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии.— Владивосток: ДВНЦ, 1980.— С. 37—40.
- Макагон В. М., Ширяева В. А. О содержаниях железа, фтора и лития в биотитах из мусковитовых пегматитов Мамского района // Геология и геофизика.— 1969.— № 9.— С. 55—60.
- Макагон В. М., Шмакин Б. М. Распределение щелочей в биотитах Мамских слюдоносных пегматитов // Геохимия.— 1964.— № 4.— С. 332—339.
- Макагон В. М., Шмакин Б. М. Физико-химические условия процессов формирования мусковитовых пегматитов // Тез. докл. I Междунар. геохим. конгр.— М.: Изд-во АН СССР, 1971.— С. 676—677.
- Макагон В. М., Шмакин Б. М. О причинах проявления редкометаллической минерализации в пегматитах с кларковыми содержаниями редких элементов // Ежегодник-1974 СибГЕОХИ.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972.— С. 139—144.
- Макагон В. М., Шмакин Б. М., Каширин К. Ф. Особенности геохимии гранитоидных пегматитов и гнейсогранитов Мамского района // Геология и геофизика.— 1969.— № 2.— С. 34—41.
- Макрыгин А. И., Гормашева Г. С., Шмакин Б. М. Состав слюд одного из редкометаллических пегматитовых полей Восточной Сибири // Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири.— Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1972.— С. 63—77.
- Макрыгина В. А. Контактные ореолы мусковитовых пегматитов // Автореф. канд. дис.— Иркутск: Иркут. политехн. ин-т, 1966.— 22 с.
- Макрыгина В. А. Условия формирования пегматитовых поясов в протерозойских метаморфических комплексах // Проблемы геохимии эндогенных процессов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 238—247.
- Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 199 с.
- Макрыгина В. А., Галкина Т. Н., Таусон Л. С., Петров Л. Л. Летучие компоненты в процессе метаморфизма, гранитизации и пегматитообразования // Геохимия эндогенных процессов.— Иркутск, 1977.— С. 105—109.
- Мануйлова М. М., Петров Л. Л., Рыбакова М. М. и др. Закономерности распределения щелочных элементов и бериллия в минералах пегматитов Северо-Байкальского пегматитового пояса // Геохимия.— 1966.— № 4.— С. 410—422.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов.— М.: Мир, 1971.— 327 с.
- Миловский А. В. О развитии кварцево-мусковитового комплекса в слюдоносных

- пегматитах и вмещающих их породах // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1962.— Ч. 91, вып. 3.— С. 360—362.
- Молошаг В. П.** К геохимии редких элементов в одном из полей редкометалльных пегматитов Сибири // Вестн. МГУ. Геология. 1974.— Вып. 3.— С. 108—109.
- Мораховский В. Н.** Слюдоносные гранит-пегматиты Мамско-Чуйского района // Автореф. канд. дис.— Л., 1966.— 22 с.
- Москалюк А. А.** Определение состава минералообразующих растворов методом водных вытяжек из включений.— Л.: ВСЕГЕИ, 1973.— 80 с.
- Моторина И. В., Базаров Л. Ш.** Результаты минералотермометрического изучения сподумена из редкометалльных пегматитов // Тез. докладов III Всесоюз. совещ. по минералогической термометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов.— М., 1968.— С. 152—153.
- Недумов И. Б.** Магматизм и пегматитообразование.— М.: Наука, 1975.— 235 с.
- Нейштадт Н. М., Осипов Л. Н.** Об использовании сейсмоэлектрического эффекта второго рода при поисках пегматитов // Методика и техника разведки.— Л.: ВИТР, 1958.— Сб. 12.— С. 63—71.
- Никаноров А. С.** Гранитные пегматиты (проблемы генезиса и эволюции).— М.: Недра, 1979.— 168 с.
- Никитин В. Д.** К дискуссии о влиянии вмещающих горных пород на тип минерализации эндогенных месторождений // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1959.— Ч. 88, вып. 5.— С. 604—609.
- Овчинников Л. Н., Полетаев И. А., Рябенко В. Е., Солодов Н. А., Хвостова В. А.** Цезиевые слюды — новый перспективный тип цезиевого оруденения // Докл. АН СССР.— 1972.— Т. 206, № 3.— С. 698—701.
- Оганесян Л. В., Колбин Б. А.** Эндогенный ореол фтора хрусталеносных пегматитов Вольны // Условия образования пьезо-оптических минералов в пегматитах.— М.: Недра, 1969.— С. 116—120. (Тр. ВНИИ синтеза минерального сырья. Т. 11).
- Павлишин В. П., Вовк П. К.** Использование калий-рубидиевого отношения для оценки продуктивности пегматитов // Геол. журнал (Киев).— 1970.— Т. 30, вып. 6.— С. 84—88.
- Павлишин В. П., Вовк П. К.** Редкие щелочные элементы в минералах камерных пегматитов // Минералогический сборник.— Львов, 1971.— № 25, вып. 1.— С. 27—37.
- Пампура В. Д.** Поведение рубидия, лития, бария и стронция в процессах окорудного метаморфизма гранитоидов. (На примере молибденовых месторождений Восточного Забайкалья) // Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований.— М.: Наука, 1965.— С. 161—174.
- Петров Б. В., Макрыгина В. А.** Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 342 с.
- Петров Б. В., Развозжаева Э. А., Макрыгина В. А.** Поведение летучих компонентов в процессе регионального метаморфизма верхнепротерозойских пород Патомского нагорья // Геохимия.— 1972.— № 3.— С. 370—377.
- Петров П. А.** Анализ и усовершенствование методики геофизических работ при поисках месторождений мусковита в Мамской слюдоносной провинции // Автореф. канд. дис.— Иркутск, 1966.— 48 с.
- Петрова З. И.** Петролого-геохимическая характеристика метасоматически-палингенных гранитов-Алданской флогопитоносной провинции // Геохимия и петрология метасоматоза.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— С. 63—81.
- Петрова З. И., Смирнова Е. В.** Редкоземельные элементы в процессах ультраметаморфизма и флогопитообразования // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 111—128.
- Петровская Н. В.** Пегматиты Мамско-Витимского слюдоносного района // Пегматиты СССР.— Львов: Изд-во АН СССР, 1941.— Т. 3.— С. 83—190.
- Плешанова А. Л., Плешанов С. П.** Касситерит как минерал-индикатор при поисках редкометалльных пегматитов // Зап. Вост.-Сиб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва.— 1962.— вып. 4.— С. 161—165.

- Покровский С. Д., Ракицкий Б. Н. Геохимические поиски по гипергенным ореолам рассеяния // Разведка и охрана недр.— 1971.— № 10.— С. 21—26.
- Поликарпочкин В. В. Применение биогеохимических методов поисков рудных месторождений в условиях Сибири // Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири.— М.: Наука, 1971.— С. 214—230.
- Полин А. К. Ореолы увеличения декрепитационной активности кварца, полевошпатовой и кварцево-полевошпатовой фракций гнейсов как поисковый признак слюдоносных пегматитов // Минералогия и геохимия докембрия Карелии.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1971.— С. 36—42.
- Поля редкометалльных гранитных пегматитов (геохимическая специализация и закономерности размещения).— М.: Наука, 1976.— 332 с.
- Пономарева Н. И. Сравнительная характеристика состава газовой-жидких включений в кварце пегматитов Северной Карелии // Геология руд. месторождений.— 1980.— Т. 22, № 2.— С. 18—26.
- Родионов Г. Г. Классификация пегматитов и особенности процесса пегматитообразования // Вопросы геологии и генезиса пегматитов.— М.: Недра, 1964.— С. 82—114. (Геология месторождений редких элементов. Вып. 22).
- Родионов Г. Г. Формации слюдоносных и редкометаллических пегматитов // Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых.— М.: Недра, 1977.— С. 65—109.
- Родионов Г. Г., Давиденко П. В. Некоторые геохимические особенности процессов образования пегматитов разных формаций // Геология месторождений редких элементов.— М.: Недра, 1964.— Вып. 22.— С. 115—128.
- Родионов Г. Г., Кадугин Е. Н., Баландина Л. И., Петрова Н. С. О природе и соотношениях графических и блоковых пегматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1972.— № 8.— С. 28—37.
- Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане.— М.: Мир, 1986.— 160 с.
- Россовский Л. Н., Коноваленко С. И. Геохимические особенности калиевых полевых шпатов сподуменовых пегматитов // Геохимия.— 1980.— № 9.— С. 1412—1417.
- Россовский Л. Н., Чмырев В. М., Еременко Г. К., Мир Акбар. Геология и условия формирования сподуменовых месторождений Гиндукуша (Афганистан) // Геология руд. месторождений.— 1976.— Т. 18, № 6.— С. 19—33.
- Россовский Л. Н., Шмакин Б. М. Уникальный пример вертикальной геохимической зональности в пегматитах Гиндукуша (Афганистан) // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 240, № 2.— С. 448—451.
- Рябенко В. Е. Типы редкометаллических пегматитов одного из районов Сибири // Сов. геология.— 1974.— № 9.— С. 111—116.
- Рябчиков И. Д., Соловьева Б. А. К геохимии рубидия и лития в слюдоносных пегматитах Северной Карелии // Геохимия.— 1961.— № 4.— С. 316—323.
- Салье М. Е. Металлогенетическая специализация пегматитов докембрия и эволюция их химизма (на примере восточной части Балтийского щита) // Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Краткие тезисы докладов Всесоюзной теоретической конференции (9—14 апреля 1973 г.).— Л.: Ин-т геологии и геохронологии докембрия АН СССР, 1973.— С. 12—17.
- Салье М. Е. Металлогенетические формации пегматитов восточной части Балтийского щита // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 15—36.
- Салье М. Е., Глебовицкий В. А. Металлогенетическая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976.— 176 с.
- Сауков А. А., Перельман А. И., Шарков Ю. В., Борисенко Е. Н. Современные проблемы теории геохимических поисков полезных ископаемых // Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов.— М.: Наука, 1966.— С. 190—210.
- Сафронов Н. И., Сергеев Е. А. Новые физико-химические методы поисков полезных ископаемых // Разведка недр.— 1936.— № 5.— С. 24—25.
- Скворцов В. А., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Типы танталоносных пегматитов, их экзоконтактные изменения и первичные ореолы рассеяния на од-

- ном из месторождений Сибири // Геохимия.— 1975.— № 4.— С. 584—594.
- Сливко М. М. Жидкие углекисло-водные включения в турмалинах из пегматитов Мамского района // Минералогический сборник Львовск. ун-та.— 1969.— № 23, вып. 3.— С. 295—304.
- Слюдоносные пегматиты Северной Карелии.— Л.: Недра, 1976.— 337 с.
- Смирнов Ю. П. Об элементах-индикаторах из слюдоносных пегматитовых жил // Разведка и охрана недр.— 1963.— № 3.— С. 17—20.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1967.— С. 170—182.
- Соколов Ю. М. Геология и петрология пегматитов // Автореф. канд. дис.— Л., 1960.— 27 с.
- Соколов Ю. М. Пегматиты Мамской слюдоносной провинции Северо-Байкальского пегматитового пояса.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.— 225 с. (Тр. ЛАГЕД АН СССР. Вып. 17).
- Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1970.— 190 с.
- Соколов Ю. М., Быкова В. С., Бугрова В. Д., Васильева С. Н. Гранаты как критерий выделения пегматитовых провинций (Северо-Байкальский пегматитовый пояс) // Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР.— Л., 1964.— Вып. 19.— С. 312—322.
- Соколов Ю. М., Кратц К. О., Глебовицкий В. А. Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов в метаморфических поясах // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 5—15.
- Солодов Н. А. Распределение таллия в минералах по мощности зонального пегматита // Геохимия.— 1962.— № 7.— С. 635—636.
- Солодов Н. А. Кларки щелочных и редких элементов в гранитных пегматитах // Особенности распределения редких элементов в пегматитах.— М.: Наука, 1969.— С. 185—194.
- Спирidonov А. В. Методика возрастного расчленения и картирования гранитоидов в мусковитовых районах (на примере Мамской провинции мусковитовых пегматитов) // Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 42—52.
- Сретенская Н. Г. Распределение свинца, таллия и рубидия в микроклинах из пегматитовых жил Калбинского массива // Четвертая конф. молодых науч. сотрудников ИМГРЭ. Материалы.— М.: ИМГРЭ, 1962.— С. 19—22.
- Ставров О. Д. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.— 141 с. (Геология месторождений редких элементов. Вып. 21).
- Ставров О. Д., Быкова Т. А. Особенности распределения ряда редких и летучих элементов в породах и пегматитах Коростеньского плутона // Геохимия.— 1961.— № 4.— С. 328—331.
- Сучков П. Н., Давиденко И. В., Калугин Е. Н. К вопросу о составе гранит-пегматитов р. Мамы // Сов. геология.— 1968.— № 11.— С. 81—95.
- Татаринов А. В. Типы мнуроловых пегматитов Борщовочного кряжа // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1974.— Ч. 103, вып. 1.— С. 52—61.
- Татаринов А. В., Шмакин Б. М. Средний состав, особенности распределения элементов-примесей и геохимическая специализация мнуроловых пегматитов (Восточная Сибирь) // Геохимия.— 1976.— № 2.— С. 272—281.
- Татаринов А. В., Шмакин Б. М. Параметры распределения редких щелочей в калиевом полевоом шпате пегматитов различного происхождения (на примере Борщовочного кряжа) // Геохимия.— 1977.— № 3.— С. 401—410.
- Татарский Б. В. Распределение редких щелочных элементов в окожильных ореолах слюдоносных пегматитов Чупино-Лоухского района // Минералогия и геохимия.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1975.— Вып. 5.— С. 92—98.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— 220 с.

- Таусон Л. В. Закономерности образования эндогенных ореолов рассеяния в полях рудных месторождений // Геология и геофизика.— 1974.— № 5.— С. 118—123.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
- Таусон Л. В., Дубов Р. П., Козлов В. Д., Кузьмин М. И. Геохимическое значение дисперсии концентраций редких элементов в гранитоидах // Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири.— М.: Наука, 1965.— С. 12—22.
- Таусон Л. В., Петрова З. П., Собченко В. Н. и др. Геохимический тип гранитов рапакиви // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 265, № 3.— С. 721—726.
- Ткалич С. М. Практическое руководство по биогеохимическому методу поисков рудных месторождений.— М.: Госгеолтехиздат, 1959.— 52 с.
- Томиленко А. А. Физико-химические условия метаморфизма и анатексиса пород некоторых районов Советского Союза (по включениям в минералах) // Автореф. канд. дис.— Новосибирск, 1979.— 27 с.
- Томиленко А. А., Чушин В. П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 200 с.
- Топунова Г. А. Пегматиты Северной Америки // Поля редкометалльных гранитных пегматитов.— М.: Наука, 1976.— С. 253—272.
- Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И., Маркова М. Е., Михеева З. И. Некоторые геологические и геохимические особенности формирования Аду-Челюнского гранитного массива // Ежегодник-1971 СибГЕОХИ.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972.— С. 98—102.
- Труфанов В. Н. Некоторые физико-химические особенности формирования хрусталеносных полостей в пегматитах Центрального Казахстана (по данным изучения газово-жидких включений) // Тр. ВНИИ синтеза минерального сырья.— М., 1966.— Т. 9.— С. 75—86.
- Труфанова Л. Г., Глюк Д. С. Условия образования литевых минералов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— 150 с.
- Усиков Ю. Т. Геохимические поиски месторождений редкометалльных пегматитов по песочно-глинистым отложениям водосток // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1966.— № 5.— С. 79—85.
- Учакин Ю. М., Шиманский А. А. Некоторые особенности поведения К и Rb в пегматитах Саяна // Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы.— Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1968.— С. 302—313.
- Учакин Ю. М., Шиманский А. А., Пауллер Т. И. Содержание редких щелочей в полевых шпатах из пегматитов Саяна // Геохимия.— 1962.— № 8.— С. 673—680.
- Ферсман А. Е. Пегматиты (Т. I, 1940) // Избранные труды.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— Т. VI.— С. 5—489.
- Филиппова Ю. П. Геохимия редких элементов в слабо дифференцированных поллудитоносных пегматитах Сибири // Пегматитовые редкометалльные месторождения.— М.: ИМГРЭ, 1971.— Вып. 4.— С. 44—58.
- Фунтиков Л. А., Боголюбов А. Н. Опыт поисков слюды-мусковита по вторичным ореолам рассеяния в Мамско-Чуйском районе // Литохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния.— Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1968.— С. 211.
- Хвостова В. А., Полетаев И. А., Липатов В. Н. Петрография, минералогия и геохимия метасоматитов.— М.: Наука, 1978.— 155 с.
- Чумаков А. А. Определение первичного ореола рассеяния при поисках литевых месторождений петрографическим методом // Уч. зап. Кипинев. ун-та. Геол. сб.— 1957.— Т. 25.— С. 125—130.
- Чушин В. П. Анатектиты западной части Алданского щита и условия их формирования (по данным изучения включений в минералах) // Автореф. канд. дис.— Новосибирск, 1975.— 29 с.
- Чушин В. П., Бакуменко И. Т., Соболев В. С. Раскристаллизованные включения расплава в кварце гранитов рапакиви // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 248, № 5.— С. 1200—1204.
- Шаров В. Н. Геология и петрология гнейсомигматитов Северо-Байкальской мусковитовой провинции // Автореф. канд. дис.— Иркутск, 1974.— 19 с.

- Шигорова Т. А., Шмакин Б. М. ИК-спектры слюд с исходными и экспериментально введенными ионами аммония // Геохимия.— 1977.— № 11.— С. 1718—1722.
- Шиманский А. А., Учакин Ю. М. О характере распределения щелочей в микроклинах из пегматитов Восточного Саяна // Геохимия.— 1962.— № 9.— С. 833—836.
- Шмакин Б. М. Архейские гранитоиды Куранахского флогопитоносного района на Алдане // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1958.— № 10.— С. 46—60.
- Шмакин Б. М. Волна кислотности послемагматических растворов в слюдоносных пегматитах // Докл. АН СССР.— 1963.— Т. 152, № 4.— С. 979—982.
- Шмакин Б. М. Гетерогенность и конвергентность мусковитовых пегматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1967.— № 7.— С. 27—36.
- Шмакин Б. М. О хрусталеносных зонах в пегматитах Мамско-Витимской слюдоносной провинции // Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах.— М.: Недра, 1969.— С. 102—104. (Тр. ВНИИ синтеза минерального сырья. Т. 11).
- Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты Индии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1970а.— № 1.— С. 63—72.
- Шмакин Б. М. Типоморфизм и типохимизм минералов // Онтогенетические методы изучения минералов.— М.: Наука, 1970б.— С. 214—219.
- Шмакин Б. М. Генетические связи мусковитовых пегматитов и процессов мусковитизации с материнскими гранитами // Геология и геофизика.— 1973.— № 1.— С. 125—129.
- Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 367 с.
- Шмакин Б. М. Геохимические методы поисков и оценки пегматитовых месторождений // Геохимические методы поисков рудных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— Ч. 1.— С. 91—97.
- Шмакин Б. М. Основные вопросы геохимии и генезиса гранитных пегматитов // Геохимия.— 1983.— № 11.— С. 1520—1528.
- Шмакин Б. М. Пегматитовые месторождения зарубежных стран.— М.: Недра, 1987.— 280 с.
- Шмакин Б. М., Арбатская С. Н., Николаева Д. Х. и др. Содержания малых элементов в породообразующих минералах пегматитов США // Геохимия.— 1979.— № 12.— С. 1835—1849.
- Шмакин Б. М., Костюкова Е. С. Геохимия бария и стронция в мусковитовых пегматитах Восточной Сибири и Индии // Геохимия.— 1969.— № 10.— С. 1224—1237.
- Шмакин Б. М., Макагон В. М. Физико-химические условия процессов формирования мусковитовых пегматитов // Докл. I Междунар. геохим. конгр.— М.: Изд-во АН СССР.— 1972.— Т. 3, кн. 2.— С. 410—419.
- Шмакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов.— М.: Наука, 1969.— 279 с.
- Шмакин Б. М., Степан М. О. Два сфена из архейских пегматитов Алданского щита // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1961.— № 10.— С. 59—65.
- Шмакин Б. М., Татарinov А. В. Миаролитовые пегматиты, их место в систематике гранитных пегматитов и поисковые признаки // Геология и геофизика.— 1975.— № 9.— С. 73—80.
- Шмакин Б. М., Топунова Г. А. Гранитные пегматиты США.— М.: Наука, 1981.— 115 с.
- Шмакин Б. М., Ширяева В. А. Геохимия редкоземельных элементов в гранитных пегматитах Прибайкалья // Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 104—120.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций // Докл. АН СССР.— 1968.— Т. 182, № 4.— С. 918—921.
- Штернберг А. А., Иванова Т. Н., Кузнецов В. А. Сподумен — минерал-профундометр // Докл. АН СССР.— 1972.— Т. 202, № 1.— С. 175—178.
- Шуркин К. А., Горлов П. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова.

- Геология и пегматитоносность.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962.— 306 с.
- Щербак Н. П.** Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1975.— 268 с.
- Щербин С. С., Осетров О. А.** Первичные ореолы рассеяния редких элементов пегматитов как критерий скрытого оруденения // Геология руд. месторождений.— 1961.— Т. 3, № 6.— С. 70—90.
- Юсупов С. Ш.** Хрусталеносность пегматитов Казахстана и Сибири // Автореф. канд. дис.— Новосибирск, 1974.— 30 с.
- Akella J., Siddhanta S. K.** A preliminary study of the minor element distribution in the rocks from migmatitic terrains of Gumla and Sibsagar Areas, Bihar, India // *Chemie der Erde*.— 1965.— Bd 24, H. 2.— S. 147—158.
- Bassett A. M.** The tourmalines of Nepal // *Miner. Rec.*— 1985.— V. 16, N 5.— P. 413—418.
- Cassedanne J., Cassedanne J.** Minerals of the Lavra do Ênio pegmatite // *Miner. Rec.*— 1981.— V. 12, N 2.— P. 67—72.
- Černa I., Černý P., Ferguson R. B.** The Tanco pegmatite at Bernik Lake, Manitoba. III. Ambligonite — montebrasite // *Canad. miner.*— 1972.— V. 11, pt. 3.— P. 643—659.
- Černý P.** The Tanco pegmatite at Bernik Lake, southwestern Manitoba // *Granitic Pegmatites in Science and Industry: Mineralog. Assoc. Canada Short Course Handbook*.— Winnipeg, 1982.— V. 8.— P. 527—543.
- Černý P., Ferguson R. B.** The Tanco pegmatite at Bernik Lake, Manitoba. IV. Petalite and spodumene relations // *Canad. miner.*— 1972.— V. 11, pt. 3.— P. 660—678.
- Černý P., Macek J.** The Tanco pegmatite at Bernik Lake, Manitoba. V. Coloured potassium feldspars // *Canad. miner.*— 1972.— V. 11.— P. 679—689.
- Correia Neves, José M.** Metallogenesis of granitic pegmatites // МГК. 27 сессия. Москва, 4—14 авг. 1984 г. Тез. докл.— М.: Наука, 1984.— Т. 6, секция 12.— С. 225.
- Crouse R. A., Černý P.** The Tanco pegmatite at Bernik Lake, Manitoba. I. Geology and paragenesis // *Canad. miner.*— 1972.— V. 11, pt. 3, N 3.— P. 591—608.
- Granitic Pegmatites in Science and Industry** (P. Černý, ed). Mineral. Assoc. Canada Short Course Handbook.— Winnipeg, 1982.— V. 8.— 555 p.
- Grice I. D., Černý P., Ferguson R. B.** The Tanco pegmatite at Bernik Lake, Manitoba. II. Wodginite, tantalite, pseudoisidorite and related minerals // *Canad. miner.*— 1972.— V. 11, pt. 3.— P. 609—642.
- Heier K. S., Adams J. A. S.** The geochemistry of the alkali metals // *Physics and Chemistry of the Earth*.— Pergamon Press, 1964.— V. 5.— P. 253—381.
- Heinrich E. Wm., Borup R. A., Levinson A. A.** Relationships between geology and composition of some pegmatitic monazites // *Geochim. et Cosmochim. Acta*.— 1960.— V. 19, N 3.— P. 222—231.
- Jahns R. H., Burnham C. W.** Experimental studies of pegmatite genesis. I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites // *Economic Geology*.— 1969.— V. 64, N 8.— P. 843—864.
- Landes K. K.** Origin and classification of pegmatites // *Amer. Miner.*— 1925.— V. 10, N 41.— P. 33—56.
- Lemke R. W., Jahns R. H., Griffiths W. R.** Mica deposits of the SE Piedmont. Pt. 2. Amelia district, Virginia // *Geol. Surv. Prof. Pap.*— 1952.— N 248-B.— P. 103—139.
- London D., Burt D. M.** Lithium aluminosilicate occurrence in pegmatites and lithium aluminosilicate phase diagram // *Amer. Mineralogist*.— 1982.— V. 67, N 5—6.— P. 483—493.
- Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F.** The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars // *J. Geophys. Res.*— 1964.— V. 69, N 4.— P. 759—773.
- Norton J. J.** Sequence of mineral assemblages in differentiated granitic pegmatites // *Economic Geology*.— 1983.— V. 78, N 5.— P. 854—874.
- Platen H., Höller H.** Experimentelle Anatexis des Steinzer Plattengneiss von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 kbar H₂O—Druck // *Neues Jahrb. für Miner. Abhandl.*— 1966.— Bd 106, H. 1.— S. 106—130.

- Quirke T. T., Kremers H. E.** Rare element prospecting in pegmatites // *Economic Geology*. — 1943. — V. 38, N 3. — P. 173—187.
- Rinaldi R., Černý P., Ferguson R. B.** The Tanco pegmatite at Bernik Lake, Manitoba. VI.—Lithium — rubidium — cesium micas // *Canad. miner.* — 1972. — V. 11, pt. 3. — P. 690—707.
- Roedder E.** Liquid CO₂ inclusions in olivine — bearing nodules and phenocrysts from basalts // *Amer. Mineralogist*. — 1965. — V. 50, N 10. — P. 1746—1782.
- Shmakin B. M.** Geochemical indicators for the evaluation of granite pegmatites // The Association of Exploration Geochemists. Seventh International Symposium, April 1978. — Golden, Colorado, 1978. — P. 68—69.
- Shmakin B. M.** New data on primary aureoles of rare-metal pegmatites. The Association of Exploration Geochemists. Ninth International Symposium, April, 1982. — Saskatoon, 1982. — P. 75—77.
- Shmakin B. M., Makryghina V. A., Glebov M. P., Zagorsky V. Ye.** Use of petrographical-geochemical prospecting method for the discovery of hidden muscovite deposits in different geological environment // *Geochemical Exploration. Special Volume 11. Canad. Inst. of Mining and Metallurgy*. — 1971. — P. 391—393.
- Steuhl H. H.** Die experimentelle Metamorphose und Anatexis eines Parabiotitgneisses aus dem Schwarzwald // *Chemie der Erde*. — 1962. — Bd. 21, H. 3—4 — S. 413—419.
- Stoll W. C.** The presence of beryllium and associated chemical elements in the wallrocks of some New England pegmatites // *Economic Geology*. — 1945. — V. 40, N 2. — P. 136—141.
- Takenouchi S., Kennedy G. C.** The binary system H₂O—CO₂ at high temperatures and pressures // *Amer. Journ. Sci.* — 1964. — V. 262, N 9. — P. 1055—1074.
- Wiles I. W.** The geology of the Miami mica field (Urungwe district) // *South Rhodesia Geol. Surv. Bull.* — 1961. — N 51. — 235 p.
- Winkler H. G. F., Platen H.** Experimentelle Gesteinsmetamorphose // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. — 1958. — V. 15, N 1. — P. 91—112.
- Winkler H. G. F.** Die Genese der metamorphen Gesteinen. — Berlin: Springer, 1965. — 218 p.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F.** Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars // *Amer. Journ. Sci.* — 1959. — V. 257, N 9. — P. 648—655.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Формации гранитных пегматитов (В. М. Макагон)	5
1.1. Формации пегматитов высоких давлений	8
1.1.1. Уран-редкоземельные пегматиты	—
1.1.2. Слюдонасные пегматиты	12
1.1.2.1. Мусковитовые пегматиты	—
1.1.2.2. Редкометалльно-мусковитовые пегматиты	16
1.2. Формации пегматитов умеренных давлений	18
1.2.1. Редкометалльные сподуменовые пегматиты	19
1.2.2. Редкометалльные петалитовые пегматиты	21
1.2.3. Формационный анализ геохимических типов редкометалльных пегматитов	24
1.3. Формации пегматитов низких давлений	25
1.3.1. Мигароловые пегматиты	26
1.3.2. Ниобий-иттриевые пегматиты	28
1.4. Основные выводы	31
Глава 2. Геохимия мусковитовых пегматитов (В. М. Шмакин и В. М. Макагон)	—
2.1. Петрогенные элементы	33
2.2. Редкие щелочи	39
2.3. Барий и стронций	48
2.4. Некоторые другие малые элементы	50
2.5. Летучие компоненты	58
2.6. Основные выводы	63
Глава 3. Геохимия редкометалльно-мусковитовых пегматитов (В. М. Шмакин)	64
3.1. Петрогенные элементы	67
3.2. Редкие щелочные элементы	68
3.3. Некоторые другие малые элементы	72
3.4. Летучие компоненты	75
3.5. Основные выводы	76
Глава 4. Геохимия редкометалльных пегматитов (В. М. Макагон)	77
4.1. Сподуменовые пегматиты	81
4.1.1. Петрогенные элементы	—
4.1.2. Редкие щелочи	84
4.1.3. Тантал, ниобий, бериллий, олово	88
4.1.4. Некоторые другие малые элементы	90
4.1.5. Летучие компоненты	95
4.2. Петалитовые пегматиты	97
4.2.1. Петрогенные элементы	—
4.2.2. Редкие щелочи	100
4.2.3. Тантал, ниобий, бериллий, олово	108
4.2.4. Некоторые другие малые элементы	110
4.2.5. Летучие компоненты	113
4.3. Основные выводы	116

<i>Глава 5. Геохимия мнारоловых пегматитов (Б. М. Шмакин)</i>	118
5.1. Петрогенные элементы	123
5.2. Редкие щелочи, барий и стронций	124
5.3. Некоторые другие малые элементы	135
5.4. Летучие компоненты	138
5.5. Основные выводы	142
<i>Глава 6. Генетические и геохимические особенности пегматитов различных формаций (В. М. Макагон)</i>	143
6.1. Связь пегматитов с метаморфизмом и гранитами	144
6.2. Особенности процессов формирования пегматитов различных формаций	150
6.3. Геохимические черты пегматитов различных формаций	158
<i>Глава 7. Геохимические критерии поисков и оценки пегматитов (Б. М. Шмакин, В. М. Макагон, В. Е. Загорский)</i>	165
7.1. Первичные и вторичные ореолы рассеяния элементов	166
7.1.1. Ореолы мусковитовых пегматитов	—
7.1.2. Ореолы редкометалльных пегматитов	170
7.2. Геохимические индикаторы специализации и промышленной ценности пегматитов	180
7.3. Применение газовой-жидких включений для определения специализации и промышленной ценности пегматитов	183
7.4. Использование геохимических критериев в практике геолого-разведочных работ	188
Заключение	193
Литература	195

Научное издание

Макагон Владимир Митрофанович
Шмакин Борис Матвеевич

**ГЕОХИМИЯ
ГЛАВНЫХ ФОРМАЦИЙ
ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ**

Редакторы издательства Л. А. Годовикова, Г. А. Есева
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник Н. А. Пискун
Технический редактор Г. Я. Герасимчук
Корректоры Е. Л. Гадьперина, Е. В. Плаксина

ИБ № 34165

Сдано в набор 14.10.87. Подписано к печати 31.05.88. МН-01232. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага для множительных аппаратов. Обыкновенная гарнитура Высокая печать. Усл.
печ. л. 13. Усл. кр.-отт. 13,3. Уч.-изд. л. 14,6. Тираж 1000 экз. Заказ № 1059.
Цена 3 р. 20 к.

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

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

5033

3 p. 20 k.