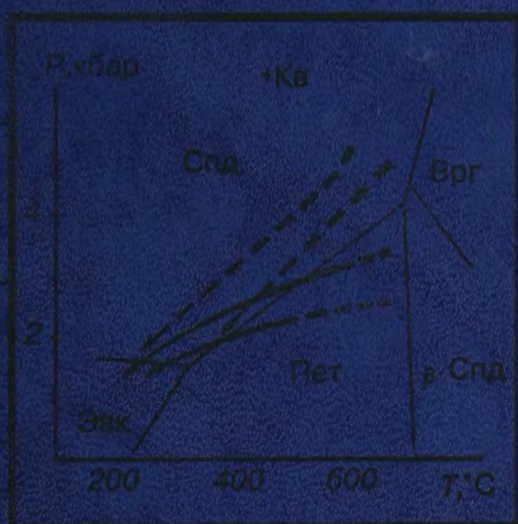


ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

ТОМ 2



РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

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

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH
A.P. VINOGRADOV INSTITUTE
OF GEOCHEMISTRY

GRANITIC PEGMATITES

IN FIVE VOLUMES

Volume 2

RARE-METAL PEGMATITES

Edited by

Dr. *B.M. Shmakin*



NOVOSIBIRSK
"NAUKA"
SIBERIAN ENTERPRISE RAS
1997

ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

В ПЯТИ ТОМАХ

Том 2

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Б.М. Шакин



НОВОСИБИРСК
"НАУКА"
СИБИРСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ РАН
1997

УДК 552.322.2 + 553.063

ББК 26.321 + 26.301

Г77

А в т о р ы

В.Е. Загорский, В.М. Макагон, Б.М. Шмакин, В.А. Макрыгина, Л.Г. Кузнецова

Редкометалльные пегматиты / В.Е. Загорский, В.М. Макагон, Б.М. Шмакин и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. предприятие РАН, 1997. — (Гранитные пегматиты; Т. 2). — 285 с.

ISBN 5—02—030859—5.

В монографии обобщены результаты многолетних исследований авторов и литературные материалы по редкометалльным гранитным пегматитам, являющимся источниками Li, Cs, Be, Sn, Ta и других редких элементов. Приводятся данные по месторождениям всех континентов, при этом впервые с объектов бывшего СССР и КНР снята маска секретности. Описываются морфология, внутреннее строение и состав наиболее типичных жил, даются сведения по минералогии, геохимии и составу флюидных включений в минералах. Большое внимание уделено материнским гранитоидам и метаморфическим породам, вмещающим пегматитовые тела, а также процессам метасоматоза на контактах жил и в пределах пегматитовых полей.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов, занимающихся изучением, поисками, оценкой и разработкой месторождений редких элементов.

Табл. 67. Ил. 66. Библиогр. 459 назв.

The generalization of the results of long-term authors' investigations and data from literature on rare-metal granitic pegmatites — sources of Li, Be, Ta, Sn, Cs and some other rare elements is done. There are descriptions of pegmatitic deposits for five continents. First time the "mask of secrecy" is taken off for deposits of former Soviet Union and China. Morphology, internal structure and composition of typical veins are described, a lot of data for mineralogy, geochemistry and fluid inclusions are given. The essential attention is given to fertile granitoids and enclosing metamorphic rocks, to metasomatic processes at vein contacts and in limits of pegmatite fields.

The book is interesting for wide circles of specialists, who study, search, evaluate and use deposits of rare elements.

Р е ц е н з е н т ы

кандидат геолого-минералогических наук *В.Н. Собаченко*
профессор *А.А. Шиманский*

Утверждено к печати

Институтом геохимии им. академика А.П. Виноградова СО РАН

Книга издана при финансовой поддержке
Сибирского отделения РАН

ТП—95—11—№ 164

ISBN 5—02—030859—5

© В.Е. Загорский, В.М. Макагон,
Б.М. Шмакин и др., 1997

© Российская академия наук, 1997

© Оформление. Сиб. предприятие РАН, 1997

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга является вторым томом серии “Гранитные пегматиты”, обобщающей результаты исследований Лаборатории геохимии процессов пегматитообразования Института геохимии им. академика А.П. Виноградова СО РАН. Изучение редкометалльных пегматитов начато авторами еще в 60—70-х годах, в период проведения активных геолого-разведочных работ на месторождениях Восточного Саяна и Кольского полуострова, Калбинского пояса в Казахстане, Восточного Забайкалья, а в 80-е годы — в Таджикистане. Во время зарубежных командировок авторы имели возможность познакомиться с пегматитами США, Индии, Зимбабве, Мозамбика, Намибии, ЮАР, КНР, Пакистана, Австралии. Много интересных результатов дало сотрудничество со специалистами научных и производственных организаций Москвы, Санкт-Петербурга, Апатитов, Петрозаводска, Екатеринбургa, Новосибирска, Красноярска, Томска, Иркутска, Нижнеудинска, Первомайска, Читы.

Результаты, полученные в процессе исследований редкометалльных пегматитов, публиковались в периодических изданиях, обобщались в монографиях [Макагон, Шмакин, 1988; Шмакин, 1987; Загорский, Кузнецова, 1990]. Однако многие данные оставались неопубликованными по причинам бытовавшей долгие годы засекреченности редкометалльных объектов и финансовых затруднений последних лет. В настоящее время ограничения на публикацию данных по редкометалльным месторождениям сняты, а Сибирское отделение РАН сочло возможным поддержать издание серии “Гранитные пегматиты”.

В монографии обобщены результаты собственных исследований авторов на многих отечественных и зарубежных месторождениях, значительные по объему литературные данные и отражено современное состояние знаний по редкометалльным пегматитам мира. Авторы сочли целесообразным рассматривать совместно имеющиеся материалы, независимо от географического положения объектов. Главным является их принадлежность к тому или иному типу природных образований.

В монографии имеется значительное количество табличных данных по содержаниям широкого круга элементов в минералах и горных породах. Все анализы, за исключением цитируемых по литературным источникам, выполнены в лабораториях Института геохимии им. академика А.П. Виноградова СО РАН. Вопросы генезиса пегматитов и методов их поисков, разведки и оценки рассматриваются в данной работе очень кратко, поскольку им будет посвящен заключительный том серии “Гранитные пегматиты”.

В исследованиях принимали участие бывшие сотрудники и аспиранты лаборатории С.А. Бакшеев, В.В. Брынцев, М.П. Глебов, Т.М. Кузьмина, А.И. Макрыгин, В.А. Скворцов, Е.Д. Шабалинская, В.А. Ширяева. В разнообразных аналитических работах, без которых невозможно получение геохимических и минералогических результатов, участвовали С.Н. Арбатская,

Г.Г. Афонина, И.Е. Васильева, Т.Н. Галкина, Г.С. Гормашова, В.А. Григорьева, Т.Н. Гуничева, В.В. Конусова, А.И. Кузнецова, Л.Д. Макагон, Л.Н. Матвеева, Д.Х. Николаева, Л.А. Персикова, А.Н. Сапожников, Е.В. Смирнова, Л.С. Таусон, М.Н. Уфимцева, В.К. Халтуева, Н.Л. Чумакова, А.Л. Финкельштейн, С.К. Ярошенко и другие химики, спектроскописты, рентгеноструктурщики.

Выполнение исследований было бы невозможным без существенной помощи минералогов А.А. Ведерникова, Т.Н. Крыловой, С.В. Мацюшевой, Ю.З. Чебунина, заведующей библиотекой Г.А. Черкашиной.

Большое значение имели творческие контакты и дискуссии с С.М. Бескиным, А.А. Беусом, А.И. Гинзбургом, Д.С. Глюком, В.В. Гордиенко, Л.Л. Гродницким, Р.Х. Джансом, Ю.А. Долговым, Б.А. Дьячковым, И.П. Земской, С.И. Коноваленко, Я.А. Косалсом, М.В. Кузьменко, Ф.А. Летниковым, Г.П. Луговским, И.И. Матросовым, И.Б. Недумовым, Л.Н. Россовским, А.К. Рубом, Н.А. Солодовым, А.С. Таланцевым, И.Н. Тимофеевым, Ю.И. Филлиповой, Ю.Ю. Фурдом, А.А. Шиманским.

Неоценимую помощь при ознакомлении с месторождениями оказали И.Г. Аргамаков, Н.Н. Вишняков, Е.Л. Емельянов, Г.М. Еремин, И.И. Курсинов, И.А. Полетаев, И.М. Русанов и другие геологи, работавшие в отечественных и зарубежных производственных организациях.

Авторы глубоко признательны всем, кто сделал возможным появление этой книги.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

Аб — альбит	Мт — магнетит
Ан — анортит	Мус — мусковит
Анд — андалузит	Орт — ортоклаз
Анн — аннит	Пет — петалит
Амб — амблигонит	Пи — пироксен
Амф — амфибол	Пир — пирит
Ап — апатит	Пл — плагиоклаз
Бер — берилл	Рог — роговая обманка
Би — биотит	Рут — рутил
Врг — виргилит	Сдф — сидерофиллит
Гол — гольмквистит	Сил — силлиманит
Гр — гранат	Слд — селадонит
Дст — дистен	Спд — сподумен
Ил — ильменит	Ств — ставролит
Ист — истонит	Сф — сфен (титанит)
Ка — кальцит	Тнт — танталит
Кв — кварц	Топ — топаз
Ки — кианит	Тур — турмалин
Кол — колумбит	ф.ед. — формульные единицы
Кпш — калишпат	Фен — фенгит
Крд — кордиерит	Фл — флогопит
Кст — касситерит	Флр — флюорит
Кц — клиноцоизит	Хл — хлорит
Леп — лепидолит	Хпи — халькопирит
Мбр — монтебразит	Эп — эпидот
Мкр — микроклин	Эвк — эвкрипит
Млт — микролит	

ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Любая классификация отражает уровень знаний о классифицируемых объектах на момент ее создания и по мере накопления новых данных требует совершенствования. Одной из наиболее ранних является подробная классификация пегматитов по типоморфным элементам и минералам П. Ниггли [Niggli, 1920]. Позднее появилось большое количество классификаций, основанных на использовании самых разнообразных классификационных признаков: условий залегания и формы пегматитовых тел, отношения пегматитов к вмещающим породам и тектоническим структурам, минерального состава, структур и текстур, элементного состава, наличия полезных компонентов, генетических особенностей и др. Классическая монография А.Е. Ферсмана [1940], в которой пегматиты были классифицированы по преобладанию в них минералов той или иной геофазы (температурного интервала) геохимически единого, как полагал А.Е. Ферсман, пегматитового процесса, оказала огромное влияние на многие поколения исследователей пегматитов. Однако практика геолого-разведочных работ требовала более конкретной группировки пегматитов, максимально приближенной к особенностям реальных пегматитовых тел.

Колоссальный фактический материал, полученный геологами разных стран, прежде всего США и СССР, в годы второй мировой войны и последовавших за нею трех десятилетий интенсивных геолого-разведочных работ на редкие металлы, лег в основу новых важных обобщений. Необходимо отметить прежде всего сводку американских авторов [Cameron et al., 1949], работы К.А. Власова [1961 и др.], А.И. Гинзбурга [1955, 1960] и А.И. Гинзбурга с соавторами [1954, 1961, 1979 и др.], серию статей бельгийских исследователей по пегматитам Центральной Африки [Пегматиты..., 1958], сводку Г. Шнейдерхена [Schneiderhöhn, 1961] и коллективные работы сотрудников ИМГРЭ [Геохимия..., 1966; Поля..., 1976].

Исключительно важный этап в познании пегматитов ознаменовался появлением работы А.И. Гинзбурга и Г.Г. Родионова [1960], в которой авторы разделили пегматиты по геологическим условиям, прежде всего по глубине образования, на четыре формации — хрусталеносную, редкометалльную, мусковитовую и редкоземельную. Для собственно редкометалльных пегматитов наиболее известны геохимическая классификация А.И. Гинзбурга [1960], текстурно-парагенетическая классификация Н.А. Солодова [1962]. Многие парагенетические типы редкометалльных пегматитов последней классификации, такие как альбитовый и альбит-сподуменовый, прочно вошли в отечественную литературу и широко используются уже более трех десятилетий.

Н.А. Солодов [1962, с. 17] справедливо заметил, что “успех любой систематики всецело зависит от рационального выбора ведущего классификационного признака“. Используя только один (любой) классификационный признак, невозможно разработать классификацию, которая адекватно отража-

ла бы весь накопленный к настоящему времени комплекс знаний по геологии, минералогии, геохимии пегматитов. Так, пегматиты, относимые к одному парагенетическому типу, например альбитовому, могут резко различаться по полезной нагрузке. В одних случаях они являются месторождениями бериллия, в других — тантала, а в третьих несут только незначительную танталоловянную минерализацию, являясь в то же время закономерными членами литиеносных жильных серий. Использование одного или даже двух критериев не обеспечивает необходимого дифференцирования объектов и, следовательно, не позволяет создать на их основе достаточно надежную систему поисково-оценочных критериев. Необходим иерархический подход к классификации пегматитов, учитывающий разнопорядковые факторы, обуславливающие особенности пегматитовых полей (жильных серий, месторождений) в целом и отдельных пегматитовых тел. Впервые такой подход реализован М.В. Кузьменко с соавторами для редкометалльных пегматитов [Кузьменко, Еськова, 1968; Кузьменко и др., 1971; Поля..., 1976]. В качестве главного классификационного признака для типизации пегматитовых жильных серий, месторождений и полей ими была предложена геохимическая редкометалльная специализация, для типизации пегматитовых тел — соотношения главных и второстепенных минералов. В качестве дополнительного классификационного признака привлекались текстуры пегматитовых тел. Для геохимической типизации пегматитовых полей и месторождений использовалась 20-кратная степень концентрирования элементов в наиболее дифференцированных типах пегматитов (пегматитовых телах) по сравнению с кларками. По характеру геохимической специализации М.В. Кузьменко с соавторами было выделено шесть геохимических рядов пегматитов, каждый из которых объединяет генетически связанные между собой в единые поля или жильные серии пегматиты, различающиеся по минеральному составу и уровням содержания рудных компонентов [Поля..., 1976]. Два из шести рядов — уран-редкоземельный и ниобий-иттриевый — строго говоря, объединены с собственно редкометалльными пегматитами искусственно, поскольку они образуются в геологических условиях, отличных от условий формирования пегматитов редкометалльной формации [Гинзбург, Родионов, 1960; Гинзбург и др., 1979; Макагон, Шмакин, 1988]. Остальные четыре геохимических ряда — бериллий-тантал-литиевый (или собственно литиевый), тантал-бериллиевый, комплексный редкометалльный (Li, Be, Cs, Ta, Rb) и фтор-тантал-литиевый — объединяют практически все известные типы пегматитовых месторождений редких металлов.

Последовательно иерархический принцип классификации гранитных пегматитов использован в работе Л.Л. Гродницкого [1982] по пегматитам Балтийского щита. Его формационно-парагенетическая классификация основана на учете признаков разных порядков: тектонического режима (для групп пегматитовых формаций), возраста пегматитовых сообществ (для формаций), геохимической (минерагенической) специализации (для минерагенической или рудной группы пегматитов, соответствующей рудной формации). Внутриформационными, но не соподчиненными между собой единицами, Л.Л. Гродницкий называет фаціальную группу и парагенетический тип пегматитов, выделяемые по составу вмещающих пород и набору структурно-минеральных комплексов.

Для конкретной территории Балтийского щита возраст пегматитовых формаций оказался полезным классификационным признаком. Однако для общей группировки пегматитов он вряд ли приемлем. Как среди слюдоносных пегматитов мира имеются представители самых разных тектономагматических

эпох — от докембрия до палеозоя [Слюдоносные пегматиты, 1990], так и редкометалльные пегматиты формировались практически во все времена от архея до мезо-кайнозоя (см. гл. 1).

Серьезный недостаток классификаций 70—80-х годов — невозможность приведения полных данных по отечественным месторождениям редкометалльных пегматитов. Например, наряду с достаточно конкретными зарубежными примерами (Бикита, Хардинг и т.д.), в табл. 4 [Поля..., 1976] фигурировали такие “слепые примеры”, как Средняя Азия, Казахстан, Урал, Забайкалье и даже Сибирь. Со снятием запретов в области публикаций этот недостаток можно ликвидировать.

Большое значение для классификации пегматитов имело изучение включений минералообразующих флюидов в минералах. На основе конкретных данных такого изучения по месторождениям Восточного Саяна формация редкометалльных пегматитов была разделена на две подформации: сподуменовых пегматитов, образующихся при начальном давлении 3—5 кбар, и петалитовых пегматитов, которые характеризуются давлением 2—3 кбара [Макагон, Шмакин, 1988]. Не исключено совместное образование сподумена во внешних зонах пегматитовых тел, а петалита — во внутренних (как и возникновение вторичного сподумена, развивающегося по петалиту). Именно различия в начальном давлении определили целый ряд особенностей в зональности и минеральном составе пегматитов, в роли отдельных летучих компонентов.

В статье П. Черны [Сегнү, 1992], посвященной результатам исследований в области минералогии и геохимии гранитных пегматитов за последние годы, приведена еще одна классификация редкометалльных пегматитов, которые в англоязычной литературе обычно именуется редкоэлементными. К сожалению, П. Черны, даже сославшись на классификацию формаций пегматитов [Гинзбург и др., 1979], все же включил редкоземельные пегматиты в класс редкометалльных. Разделение на типы в классификации П. Черны оказалось в результате не строгим, поскольку редкоземельный тип выделен по элементному составу, а остальные четыре — по минеральному: берилловый, комплексный, альбит-сподуменовый и альбитовый. Наибольший интерес представляет комплексный тип, подразделенный по литиевым минералам на подтипы: сподуменовый, петалитовый, амблигонитовый и лепидолитовый. Существенным недостатком этой классификации является также то, что она охватывает лишь богатые редкими металлами пегматитовые тела, тогда как слабо минерализованные и безрудные члены жильных серий, которые в подавляющем большинстве пегматитовых полей резко преобладают, остаются вне классификации.

Из наиболее поздних классификаций гранитных пегматитов следует отметить петролого-геохимическую классификацию [Калита, Калита, 1992], где главным классификационным признаком считается отношение Si/Al в пегматитах. Соответственно его величине выделены высоко-, средне- и низкоалюминиевые геохимические группы. Каждая из них характеризуется определенными минеральными типами пегматитов и редкометалльными особенностями. Эта классификация, как и указанная выше систематика П. Черны, применима только для пегматитовых тел, богатых редкими металлами или полезным минералом. Другим ее недостатком является то, что при узкой специфике минеральных типов высоко- и низкоалюминиевой групп среднеалюминиевая характеризуется их широким разнообразием — в ее составе оказались и редкоземельные, и мусковитовые, и редкометалльные, и хрусталеносные пегматиты, резко отличающиеся по условиям образования.

Обобщив имеющиеся собственные материалы и литературные данные по пегматитам и критически используя разносторонний апробированный опыт их типизации [Солодов, 1962; Поля..., 1976; Гинзбург и др., 1979; Гродницкий, 1982; и др.], авторы настоящей работы предложили модифицированную систематику этих исключительно сложных для классификации образований [Шмакин и др., 1994]. Она имеет многоуровневую структуру и по мере перехода от общего к частному характеризуется следующим рядом классификационных единиц: группы формаций — формации, подформации — геохимические (минерагенетические) эволюционные ряды — минерально-парагенетические типы.

По комплексу геологических и термобарогеохимических данных выделены три группы формаций — низких, умеренных и высоких давлений*. Первая группа объединяет кристаллоносную (хрусталеносные, миароловые пегматиты с самоцветами) и редкометалльно-редкоземельную (Y, Nb, Ta) формации (до 2,5 кбар). В группу высоких давлений (> 5 кбар) входят слюдоносная, уран-редкоземельная и так называемая полевошпатовая (безрудная) формации. Промежуточная между ними редкометалльная формация умеренных давлений (2—5 кбар) подразделена на две подформации — петалитовую** и сподуменовую (табл. 1). Собственно сподуменовые и петалит-сподуменовые (первично-петалитовые) пегматиты обычно пространственно разобщены и различаются по условиям образования [Россовский и др., 1976]. Детальные термобарогеохимические исследования месторождений Восточного Саяна позволили количественно охарактеризовать эти условия.

Петалитовые пегматиты формируются при начальном давлении 3,5—2 кбар, а сподуменовые — при 5—3 кбар [Макагон, Шмакин, 1988]. Вместе с тем начальные термобарические условия формирования пегматитов могут примерно соответствовать линии фазового перехода сподумен—петалит на диаграмме фазового равновесия литиевых алюмосиликатов [London, Burt, 1982], что объясняет случаи нахождения этих минералов в соседних либо даже в одних и тех же телах. Но чаще в пегматитах наблюдается распад петалита с образованием вторичного сподумена и кварца при понижении температуры [Россовский, Матросов, 1975]. Различия в начальном давлении предопределили ряд особенностей зональности, минерального и элементного составов этих пегматитов. В настоящей работе охарактеризованы только пегматиты редкометалльной формации умеренных давлений. Пегматиты с редкометалльно-редкоземельной минерализацией (формаций низких и высоких давлений) будут рассмотрены в других томах серии “Гранитные пегматиты”.

Следующим классификационным уровнем, отражающим особенности геохимической эволюции пегматитовых полей, являются эволюционные ряды. В их названия введены редкие металлы (и летучие компоненты), которые концентрируются в виде собственных минералов в наиболее богатых этими элементами пегматитовых телах — продуктах наиболее глубокой дифференциации. Обычно эволюционные ряды охватывают разнообразные по составу пегматитовые тела, включая безрудные кварц-полевошпатовые, слабо оруденелые и собственно рудоносные жилы, но в некоторых полях могут отсутствовать либо начальные, либо конечные члены эволюционных рядов.

И в петалитовой, и в сподуменовой подформациях выделены комплексные эволюционные ряды, отличающиеся максимальным числом образующих руд-

*Имеются в виду начальные значения давления при образовании пегматитов.

**Эта подформация названа петалитовой для контрастности; с учетом минерального состава пегматитов корректнее ее называть сподумен-петалитовой.

Классификация редкометалльной пегматитовой формации

Подформация (начальное давление, кбар)	Геохимический эволюционный ряд	Парагенетический тип*	Характерные редкие элементы и летучие компоненты**	Характерные примеры
Петалитовая (3,5—2)	Цезий-тантал-литиевый (комплексный)	Петалит-калишпат-альбитовый	Li, Cs, Ta, (Ti, Sn, Nb, Be, Rb), F, H ₂ O, (Cl, V, CO ₂)	Берник-Лейк, Канада; Бикита, Зимбабве
	Фтор-тантал-литиевый	Лепидолит-альбитовый	Li, Ta, (Nb, Rb, Cs), F, (H ₂ O, V)	Хух-Дель-Ула, Монголия; Браун-Дерби, США
	Фосфор-тантал-литиевый	Амблигонит-альбитовый	Li, Ta, (Rb, Cs), P, F, H ₂ O, (V)	Александровское, Вост. Саян
	Литиевый	Петалит-калишпат-альбитовый	Li, (Rb), H ₂ O, P, (F)	Шамакатское, Афганистан; Агаджанское, Памир
	Бериллиевый	Альбитовый	Be, Nb, (Ta), P, H ₂ O	Кобо-Кобо, Заир
Сподуменовая (5—3)	Цезий-тантал-литиевый (комплексный)	Сподумен-калишпат-альбитовый	Li, Cs, Ta, (Ti, Rb, Nb, Sn, Be), CO ₂ , (H ₂ O, Cl, F, V)	Гольцовое, Вост. Саян; Коктогай, Китай
	Фосфор-тантал-литиевый	Монтбразит-сподумен-калишпат-альбитовый	Li, Ta, P, H ₂ O, (F)	Уайт-Пикачо, США
	Тантал-олово-литиевый	Сподумен-калишпат-альбитовый	Li, Sn, Ta, (Nb), H ₂ O, (CO ₂ , F, V)	Бельское, Вост. Саян; Гринбушес, Австралия
	Литиевый	Сподумен-калишпат-альбитовый	Li, (Ta, Nb, Sn, Be), CO ₂ , (H ₂ O, Cl, V)	Завитинское, Забайкалье; Кингс-Маунтин, США
	Тантал-бериллиевый	Альбитовый	Be, Ta, (Nb), H ₂ O, (CO ₂ , V)	Дурулгуй, Забайкалье; Грир-Лейк, Канада

* Указаны только наиболее высокоразвитые типы геохимических эволюционных рядов.

** В скобках даны менее важные элементы.

ные концентрации редких металлов и летучих компонентов. Наряду с ними в обеих подформациях имеются собственно литиевые пегматиты, содержащие сподумен или петалит в качестве рудного минерала. Кроме того, в сподуменовый подформации авторы сочли целесообразным выделить тантал-олово-литиевый ряд в связи с большим значением пегматитовых месторождений олова и тантала, например Гринбушес в Австралии, отличающихся от собственно литиевых сподуменовых пегматитов рядом специфических особенностей.

В свою очередь в петалитовой формации имеются два эволюционных ряда, отличающиеся высокой активностью фтора и фосфора — соответственно фтор-тантал-литиевый и фосфор-тантал-литиевый. Завершающие члены этих рядов соответствуют лепидолитовому и амблигонитовому подтипам редкометалльных пегматитов по П. Черны.

Пегматиты с ведущей бериллиевой минерализацией обычно не содержат первичных литиевых минералов, что затрудняет отнесение их к той или иной подформации. Лишь в некоторых полях тантал-бериллиевого ряда отдельные тела содержат незначительные количества первичного сподумена. Пегматиты же бериллиевого ряда, содержащие фосфаты, отнесены к петалитовой подформации довольно условно, исходя из косвенных, главным образом геологических, предпосылок.

Необходимо подчеркнуть, что целесообразность введения классификационного понятия "геохимический эволюционный ряд" диктуется не только теоретическими соображениями. Этого требует и необходимость разработки рационального комплекса поисково-оценочных критериев пегматитов. Среди них важную роль играют критерии, основанные на использовании геохимических особенностей минералов из пегматитов. Оказалось, что уровни содержания элементов-индикаторов, например редких щелочей в полевых шпатах, зависят не только от формационной принадлежности и рудоносности пегматитов, но в значительной степени и от принадлежности пегматитов к тому или иному геохимическому эволюционному ряду. Содержания элементов, которые для пегматитов одного эволюционного ряда являются "фооновыми", для пегматитов другого ряда могут быть аномальными и заслуживающими пристального внимания. Немаловажно, что эти различия иногда усугубляются даже на уровне безрудных членов эволюционных рядов. Так, например, безрудные пегматиты тантал-бериллиевого, литиевого и комплексного рядов в Восточном Забайкалье различаются по содержанию Li в калишпатах в 2—15 раз [Загорский, 1983а].

Для типизации пегматитов, принадлежащих единому эволюционному ряду, используется минерально-парагенетический принцип с учетом структурно-текстурных особенностей пегматитов, разработанный К.А. Власовым и Н.А. Солодовым. Для каждого эволюционного ряда характерен свой набор парагенетических типов пегматитов. В табл. 1 приведены только типы, определяющие геохимическую специфику эволюционных рядов. Перечень типоморфных для каждого ряда редких элементов и летучих компонентов приведен на основе изучения валового состава пегматитов, состава минералов и включений минералообразующей среды.

Предлагаемая классификация использована в настоящей работе для типизации редкометалльных пегматитовых полей и месторождений различных регионов мира. Приводимые в табл. 1 примеры месторождений представляются авторам наиболее яркими. Но в работе приводится краткое описание значительно большего числа пегматитовых полей и отдельных пегматитовых тел.

Глава 1

РАЗМЕЩЕНИЕ И ВОЗРАСТ ПЕГМАТИТОВ

Как и слюдоносные пегматиты мира, рассмотренные нами ранее [Слюдоносные пегматиты, 1990], редкометалльные пегматиты распространены на всех континентах. Возрастной интервал их формирования еще шире, поскольку среди крупных пегматитовых месторождений лития и ряда других редких элементов есть и альпийские, т.е. мезо-кайнозойские объекты [Россовский, 1987; Göd, 1989]. Однако главную массу редкометалльных пегматитов составляют все же докембрийские образования — архейские и протерозойские.

Последовательное рассмотрение размещения и главных особенностей наиболее важных месторождений редких металлов в пегматитах на всех континентах будет вестись в соответствии с крупными геологическими структурами, выделяемыми в их пределах: щитами, платформами (стабильными областями), орогенными областями, массивами.

Общее количество редкометалльных пегматитовых поясов и полей очень велико, поэтому ниже упоминаются и кратко описываются только самые интересные в теоретическом и практическом отношении регионы и объекты (рис. 1.1).

Кроме понятия “пегматитовое поле”, обычно соответствующего такой экономической единице, как “месторождение”, реже группа месторождений, в работе используются термины “пегматитовый пояс” для группы пегматитовых полей, приуроченных к единой геологической структуре, и “пегматитовая провинция” — термин более свободного пользования, отвечающий географическому объединению поясов или полей. Наконец, провинции или пояса объединены при описании в более крупные регионы, соответствующие либо геологическим единицам (щит, платформа, подвижный пояс, массив, орогенная область), либо географическим понятиям (Южная Африка и т.п.).

1.1. ЕВРАЗИЯ

Описание пегматитоносных регионов этого огромного континента представляет наиболее сложную задачу. По аналогии с последовательностью, принятой для первого тома серии “Гранитные пегматиты” [Слюдоносные пегматиты, 1990], рассмотрим крупнейшие геологические единицы Евразии, следуя общему порядку с северо-запада на юго-восток. Отдельные отклонения от этого порядка будут оговорены в тексте.

1.1.1. БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Из выделяемых в пределах Балтийского щита восьми пегматитовых поясов [Гродницкий, 1982] только три содержат месторождения и рудопроявления лития и других редких металлов, связанные с собственно редкометалльными пегматитами.

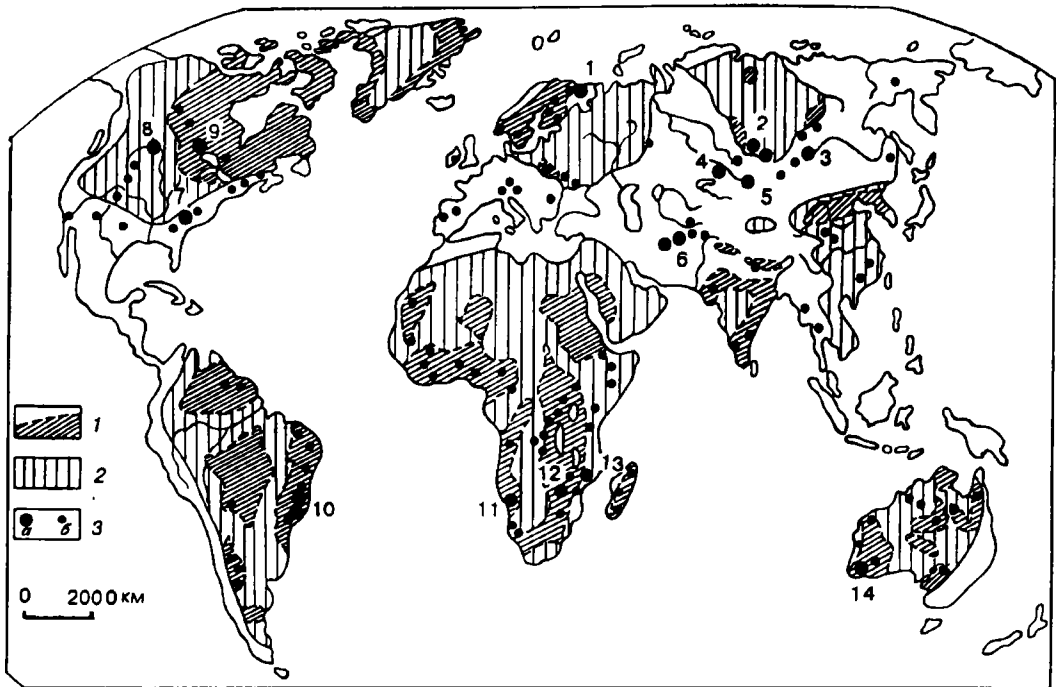


Рис. 1.1. Схема размещения редкометалльных пегматитов.

1 — выходы докембрийских пород; 2 — участки древних платформ, покрытые осадками; 3 — крупные (а) и средние или мелкие (б) месторождения и провинции редкометалльных пегматитов. Цифры на рисунке — крупные объекты: 1 — Кольская провинция, 2 — Восточно-Саянский пояс, 3 — Завитинское поле, 4 — Калбинский пояс, 5 — Коктогайское поле, 6 — Гиндукушский пояс, 7 — поле Кингс-Маунтин, 8 — поле Блэк-Хиллс, 9 — месторождение Берник-Лейк, 10 — Восточно-Бразильский пояс, 11 — пояс Карибид-Омаруру, 12 — месторождение Бикита, 13 — пояс Алту-Лигонья, 14 — поле Гринбушес.

В пределах Кольского пояса имеются многочисленные пегматитовые поля, группируемые в три субпараллельные ветви северо-западного простирания. Редкометалльные пегматиты наиболее характерны для северо-восточной ветви, тяготеющей к синклинойной зоне, сложенной позднеархейскими породами кольско-беломорского комплекса серии полмос-порос. Абсолютный возраст по минералам пегматитов колеблется в широких пределах (от 3250 до 1700 млн лет), но обычно определяется как позднеархейский (2,8—2,5 млрд лет) [Овчинников и др., 1975; Пушкарев и др., 1978]. Пегматиты пространственно связаны с двуслюдяными пегматоидными гранитами, иногда наблюдаются непосредственные переходы гранитов в пегматиты [Гордиенко, 1979]. Наибольший интерес в Кольском поясе представляют два пегматитовых поля: Вороньетундровское, где ряд жил относится к комплексным редкометалльным пегматитам, и Колдозерское, имеющее преимущественно литиевую специализацию.

Несколько редкометалльных пегматитовых полей с возрастом 1,9—1,8 млрд лет находятся в крупном Шведско-Финском (Ботническом) поясе. Поле Сомеро-Таммела расположено в южной части пояса, к юго-западу от г. Тампере. В нем есть бериллий-литиевые, и цезий-тантал-литиевые пегматиты (жила Луоламяки). Геологически поле приурочено к свекофенскому подвижному поясу, пегматиты связаны с позднеорогенными микроклиновыми гранитами.

Пегматитовое поле в районе г. Пересейнайоки (Финляндия) содержит несколько крупных тел с минералами лития, бериллия, тантала и ниобия. Они прорывают свекофенские метаморфические породы и синорогенные основные интрузии. Пегматиты связаны с посторогенными мусковитовыми гранитами.

К этому же поясу относится и известное шведское пегматитовое поле Варутреск-Клунтарна, протягивающееся по северо-западному берегу Ботнического залива. Пегматиты залегают в амфиболовых сланцах свекофенского возраста и связаны с микроклиновыми гранитами Ревсунд. Радиометрические определения по минералам пегматитов колеблются в интервале 1775—1900 млн лет. Месторождение Варутреск — типичное комплексное редкометалльное, оно содержит минералы лития, цезия, ниобия и тантала, бериллия, олова.

Датско-Шведский пегматитовый пояс включает несколько полей, протягивающихся полосой от Средней Швеции до о. Борнхольм. В его пределах находятся пегматитовое поле Фалун-Стокгольм и несколько других с редкометалльно-редкоземельной специализацией, а также поле литиевых пегматитов о. Утё. Последние связаны генетически с готскими гранитами. Абсолютные датировки пояса весьма разнообразны: от 1745 до 800 млн лет, причем пегматиты Средней Швеции дают 1300—1400 млн лет.

1.1.2. УКРАИНСКИЙ ЩИТ

На Украинском щите имеется достаточно большое количество гранитных пегматитов докембрийского возраста, но это преимущественно безрудные (или так называемые керамические) тела, а также хорошо изученные пегматиты Волини [Лазаренко и др., 1973], относящиеся к кристаллоносной формации [Шмакин и др., 1994].

Редкометалльные пегматиты известны только в трех районах: Приазовском, Желтореченском и Корсунь-Новомиргородском. Приазовский пегматитовый пояс по возрасту относится к нижнему протерозою (2,0—2,3 млрд лет по минералам пегматитов) и приурочен к зоне разломов северо-западного простирания, разделяющей архейские и нижнепротерозойские толщи [Литовченко, 1976]. Выделяются два парагенетических типа пегматитов: а) микроклин-альбитовый с акцессорными бериллом, танталитом и минералами лития, б) альбитовый и сподумен-альбитовый, где наряду со сподуменом и трифилином наблюдаются акцессорные танталит, касситерит, тапиолит, амблигонит, берилл, циртолит. Пегматитоносные граниты в пределах пояса не установлены [Розанов, Лавриненко, 1976].

В Желтореченском районе на севере Криворожья редкометалльные пегматиты комплексного эволюционного ряда обнаружены сравнительно недавно [Фришман, Яковлев, 1991], хотя акцессорный сподумен здесь отмечался В.Г. Кушевым еще в 1961—1964 гг. Основная часть жил находится в диопсидовых метакварцитах, в контакте с доломитовыми горизонтами нижнепротерозойских толщ. Пегматиты содержат сподумен, поллуцит, рубеллит, колумбит, микролит, относятся к микроклин-альбит-сподуменовому парагенетическому типу. Поллуцит встречается как в центральных частях тел, так и в составе своеобразных альбит-поллуцитовых апофиз.

Наконец, необходимо отметить два поля редкометалльных пегматитов в Корсунь-Новомиргородском районе, где возраст материнских гранитов и пегматитов оценивается как верхнепротерозойский [Шавло и др., 1984]. В одном из полей в пегматитах наблюдается преобладание сподумена над петалитом, а во втором — обратные соотношения этих минералов [Нечаев и др., 1991]. По-видимому, мы имеем здесь литиевый эволюционный ряд петалитовой подформации. Кроме того, пегматиты содержат литиевые слюды и фосфаты лития, берилл, хризоберилл, колумбит-танталит, касситерит.

1.1.3. АЛЬПИЙСКАЯ ОРОГЕННАЯ ОБЛАСТЬ

Эта протяженная область, включающая молодые складчатые сооружения Европы, Кавказа, Гиндукуша, Памира, Гималаев и горные хребты Юго-Восточной Азии, насчитывает огромное количество пегматитовых поясов и полей. Однако редкометалльная минерализация свойственна только незначительной части пегматитов области.

В пределах Западной и Центральной Европы Г. Шнейдерхен [Schneiderhöhn, 1961] выделил две условные крупные пегматитоносные зоны: собственно Альпийскую и Внеальпийскую. В первой пегматиты имеют мезо-кайнозойский возраст, а во второй (как бы окружающей первую) — палеозойский.

В Альпийскую зону входят восточная часть Рейнских Альп и горные территории Швейцарии, Италии, Франции, Австрии. Преобладающая часть многочисленных пегматитовых полей этой зоны не имеет редкометалльной специализации [Mottana et al., 1994]. Только в некоторых полях отмечаются жилы тантал-бериллиевого и бериллиевого эволюционных рядов с высокими содержаниями берилла и минералов ряда колумбит—танталит.

Наиболее важным в этой зоне является недавно обнаруженное крупное промышленное месторождение сподуменовых пегматитов Вейнебене в Каринтии (Австрия) [Göd, 1989]. Оно относится к литиевому геохимическому эволюционному ряду сподуменовой подформации. В связи с этим открытием встал вопрос о необходимости ревизионных работ в большинстве пегматитовых полей Альпийской зоны.

Внеальпийская зона Г. Шнейдерхена включает многочисленные мелкие месторождения на территории Испании и Португалии, в том числе сподуменовые пегматиты Мангуальди в Португалии [Neiva, 1975]. Есть небольшие редкометалльные пегматитовые тела в Баварии, в Фихгельских горах (включая известное поле Оберпфальц), во Французском и Чешском массивах, в Карпатах (Румыния). Возраст пегматитов Внеальпийской зоны обычно 200—300 млн лет, чаще близко к 250 млн лет.

На некотором удалении от почти непрерывной полосы пегматитовых полей северной части Внеальпийской зоны, в юго-восточной части Ирландии, в начале 70-х годов разведаны литиевые пегматиты, связанные с гранитами Лейнстер каледонского возраста [Whitworth, Rankin, 1989]. Здесь имеется несколько пологих зональных пегматитовых тел, напоминающих по минеральному составу и строению пегматиты известного комплексного канадского месторождения Берник-Лейк. Ирландские пегматиты оцениваются как крупный потенциальный источник лития.

Территории Болгарии, Турции, стран Кавказа, а также Ирана практически лишены редкометалльных пегматитов. Но восточнее, в пределах Афганистана, Таджикистана и Пакистана, мы вновь встречаемся с широко распространенными пегматитами редкометалльной формации.

Наиболее крупным регионом распространения редкометалльных пегматитов мезо-кайнозойского возраста является Памирско-Гиндукушская провинция. В ее пределах выделены семь пегматитовых поясов: Памирско-Шугнанский, Рушанский и Язгулемский на Памире (Таджикистан) и Бадахшанский, Нуристанский, Гиндукушский и Гельмендский в Гиндукуше (Афганистан) [Россовский и др., 1976а,б; Россовский, 1990]. Литиеносная Памирско-Гиндукушская провинция является, по-видимому, крупнейшей в мире, причем все крупные месторождения лития расположены на территории Афганистана.

Исследователи редкометалльных пегматитов Афганистана выделяют три главные разновидности литиеносных жил: сподуменовую, петалит-сподумено-

вую и своеобразную афанитовую сподуменовых пегматитов. Наиболее широко распространены сподуменные пегматиты литиевого эволюционного ряда, слагающие все продуктивные жилы Нуристанского пояса и основную часть жил Гиндукушского и Бадахшанского. Но в пределах Шамакатского и Тагавлерского пегматитовых полей преобладают петалит-сподуменные пегматиты. Поражают масштабы литиевого оруденения. Так, в пределах только одного Парунского пегматитового поля (Нуристанский пояс) имеется семь месторождений, каждое из которых представлено серией или несколькими сериями жильных тел: Джаманак, Пасгушта I и II, Друмгал, Цамгал, Пашка, Яригул. Некоторые жилы вскрыты по вертикали на 400—600 м, а серии жил — на 800—1250 м [Россовский, Чмырев, 1976].

На Памире также известны как сподуменные (Намангут), так и петалитовые (восточная часть Рушанского пояса) литиевые пегматиты, но они относятся к разряду средних и мелких месторождений.

Памирско-Гиндукушская провинция является западной частью Южно-Азиатского (Гималайского) пегматитового мегапояса в обрамлении Индостанского щита [Россовский, Коноваленко, 1976, 1982]. Восточнее Памирско-Гиндукушской провинции в пределах этого пояса известны отдельные поля редкометалльных пегматитов, например крупное месторождение рудоразборного берилла Нишиланг в Восточном Гиндукуше, на территории Пакистана. Однако на протяжении огромной территории Кара-Корума и Гималаев преобладают пегматиты редкометалльно-мусковитовой и кристаллоносной формаций [Шмакин, 1987]. Только в юго-восточной части мегапояса, в пределах Таиланда и Лаоса, вновь проявляются редкометалльные тантал-олово-литиевые и тантал-бериллиевые пегматиты мезо-кайнозойского возраста [Бакулин, Вонгдара, 1986; Gocht, Pluhar, 1982; Linnen et al., 1994]. Это крупные месторождения олова и тантала Нонг-Суа и Фукет в Таиланде, а также Хоапхан в Лаосе и многочисленные относительно мелкие месторождения или рудопроявления на территории этих стран и Ньянмы (Бирмы).

1.1.4. УРАЛО-ТЯНЬШАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

На огромной площади, включающей Уральскую складчатую область и орогенные области Средней Азии, имеются многочисленные пегматитовые пояса, но они в подавляющем большинстве случаев либо не представляют промышленного интереса, либо имеют не редкометалльную специализацию. Остановимся кратко на характеристике редкометалльных объектов.

Среди немногочисленных редкометалльных пегматитов Урала имеются объекты трех возрастных групп: вендской эпохи (575—650 млн лет), каледонского возраста (340—445 млн лет) и герцинские пегматиты возрастом 250 ± 50 млн лет. Именно верхнепалеозойские пегматиты представляют максимальный практический интерес. Это жилы микроклин-альбитового состава, содержащие значительное количество мусковита (в отдельных зонах до 10 %), турмалина (до 5—7 %). Рудные минералы представлены сподуменом (до 3 %), лепидолитом, бериллом, тантало-ниобатами. Среди аксессуарных отмечены поллуцит, циркон, разнообразные фосфаты.

В Средней Азии имеются разнообразные редкометалльные пегматиты герцинского возраста [Бабаев, 1960; Мелентьев и др., 1971]. Кроме отдельных пегматитовых полей с ниобий-бериллиевой или фтор-литиевой специализацией, здесь выделяется крупный пегматитовый пояс комплексного типа, в пределах которого имеются жильные серии с преобладанием собственно литиевых пегматитов и комплексных редкометалльных пегматитов, содержащих обильный сподумен, а также амблигонит-монтебразит, литиевые слюды и

такие акцессорные минералы, как поллуцит, петалит, касситерит, танталит-колумбит, микролит.

Среди опубликованных материалов по пегматитам Средней Азии мало детальных описаний конкретных пегматитовых поясов и полей. В качестве одного из исключений отметим работу С.И. Ибадулаева [1973] по пегматитам центральной части Каратюбинских гор в западных отрогах Зеравшанского хребта. В районе преобладают редкометалльно-мусковитовые пегматиты, приуроченные к массивам герцинских гранитоидов (около 260 млн лет). Лишь в отдельных полях наблюдаются редкометалльные жилы бериллиевого эволюционного ряда. В качестве акцессорных отмечены сподумен, фенакит, касситерит и редкоземельные минералы.

1.1.5. ПРИИРТЫШСКАЯ ОРОГЕННАЯ ОБЛАСТЬ

В эту обширную область, имеющую общее юго-восточное простирание, нами включены две провинции редкометалльных пегматитов герцинского возраста: Восточно-Казахстанская (Калбо-Нарымская зона Рудного Алтая) и Монголо-Алтайская на территории китайской провинции Синьцзян.

Восточно-Казахстанская редкометалльная провинция относится к числу наиболее хорошо изученных источников Ta, Nb, Sn, Be, Cs и др. Редкометалльные пегматиты связываются здесь с гранитоидами гранит-лейкогранитовой формации пермского возраста [Леонтьев, 1963]. Как и в других крупных пегматитовых поясах, собственно редкометалльные жилы составляют малую часть пегматитовых тел. По данным В.А. Филиппова [1964], только 3 % общего числа жильных тел представлено существенно альбитовыми пегматитами с бериллий-олово-танталовой и комплексной редкометалльной минерализацией. Тем не менее в пределах Калбинского пегматитового пояса имеются десятки крупных промышленных жил с бериллом, танталитом, танталсодержащим касситеритом, микролитом и поллуцитом. Широко развиты литиевые минералы: сподумен, амблигонит, петалит, лепидолит, литиофилит-сиклерит.

Своеобразное юго-восточное продолжение Восточно-Казахстанской провинции — герцинский пегматитовый пояс Монгольского Алтая, расположенный в верховьях Иртыша, в провинции Синьцзян (КНР). В пределах пояса выделено более 20 пегматитовых полей, но преобладают в них безрудные пегматиты с акцессорным бериллом или слюдоносные пегматиты преимущественно редкометалльно-мусковитовой формации. Редкометалльные пегматиты встречаются только в северо-западной и центральной частях пояса. Наибольший промышленный интерес представляет месторождение Коктогай, объединяющее до 30 пегматитовых тел. Самое крупное из них — знаменитая жила № 3, являющаяся крупным источником Li, Be, Ta, Nb, Cs, Zr, Hf, а также керамического сырья, драгоценных и поделочных камней. Более подробно это месторождение описано в гл. 4.

1.1.6. СРЕДИННЫЙ МАССИВ САНГИЛЕН (ТУВА)

Среди каледонид юга Сибири имеется крупное древнее поднятие Сангилен, характеризующееся длительным стабильным развитием. В его пределах широко распространены гранитные пегматиты, связанные с интрузивами тоналит-плагиогранит-гранитной формации нижнепалеозойского возраста (450—430 млн лет). На фоне многих тысяч безрудных пегматитовых тел имеется всего два пегматитовых поля, содержащих редкометалльную минерализацию: Сольбельдерское (северное) и Тастыгское (южное). В каждом из них имеется

по одной крупной серии жильных тел литиевого эволюционного ряда сподуменовой подформации, а также по несколько серий пегматитовых жил, относящихся к тантал-бериллиевому эволюционному ряду [Рогов, Шабалинская, 1991].

Наиболее интересно Тастыгское пегматитовое поле, локализованное в карбонатных породах: мраморизованных известняках и мраморах с прослоями кварцитов и гнейсов [Хрюкин, 1965; Мартьянов, 1971]. Все редкометалльные пегматиты поля относятся к сподумен-калишпат-альбитовому парагенетическому типу. Главная жильная серия представлена несколькими десятками пегматитовых тел, содержащими чистый безжелезистый сподумен, гельвин, касситерит, тантало-ниобаты, флюорит, некоторое количество слюд и сульфидов.

1.1.7. ЮЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Практически все редкометалльные пегматиты южного обрамления Сибирской платформы приурочены к Восточно-Саянскому пегматитовому поясу — одному из крупнейших в мире: его общая длина достигает 600 км при ширине 40—70 км. Некоторыми авторами здесь выделяется несколько пегматитовых поясов, объединяемых в пегматитоносную провинцию [Поля..., 1976]. Пояс приурочен к юго-западному обрамлению южного краевого выступа Сибирской платформы, где наблюдаются разнообразные архейские и протерозойские метаморфические породы, прорываемые гранитами среднепротерозойского возраста (1700—1800 млн лет). С гранитами связаны многочисленные пегматиты, часть которых имеет редкометалльную специализацию. Наибольший промышленный интерес представляют редкометалльные пегматиты двух частей пояса: Урикско-Ийского грабена на юго-востоке и Елашского на северо-западе. К каждой из этих структур приурочена группа пегматитовых полей, часть из них подробно характеризуется в гл. 4. Необходимо отметить, что в некоторых полях развиты пегматиты нескольких геохимических рядов.

Абсолютный возраст мусковита из редкометалльных пегматитов Восточного Саяна 1643—1867 млн лет [Овчинников, 1980], что вполне сопоставимо с приведенным выше возрастом гранитов.

1.1.8. МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

В этой крупнейшей региональной тектонической зоне мезозойского возраста имеется несколько пегматитовых поясов, включающих редкометалльные месторождения. Мы остановимся на краткой характеристике только двух поясов, один из которых расположен в Монголии, а второй — в России.

В южной части Монголии расположен Гобийский пегматитовый пояс, в котором детально описано своеобразное пегматитовое поле Хух-Дель-Ула возле ст. Харайрек железной дороги Улан-Батор—Пекин. Это поле фтор-тантал-литиевого эволюционного ряда [Россовский и др., 1971; Владыкин и др., 1974]. Следует подчеркнуть, что и в Монголии, и в Восточном Забайкалье наблюдается пространственная ассоциация редкометалльных пегматитов и редкометалльных гранитов. Последние не являются материнскими по отношению к редкометалльным пегматитам, но представляют собой особый тип редкометалльного оруденения [Коваленко, 1977; Бескин и др., 1994].

В западной части Гобийского пояса к югу от Улан-Батора имеется Унчжувское поле редкометалльных пегматитов того же эволюционного ряда, что и Хух-Дель-Ула [Владыкин, Антипин, 1976; Коваленко, Коваль, 1984]. Главную ценность в обоих пегматитовых полях представляют минера-

лы тантала: колумбит-танталит, микролит, оловотанталит, титановый тантало-ниобат.

Восточно-Забайкальский пегматитовый пояс включает несколько пегматитовых полей в пределах Борщовочного кряжа, содержащих редкометалльные пегматиты. Пояс приурочен к крупному раннемезозойскому Ингодино-Шилкинскому прогибу северо-восточного направления и имеет длину около 130 км. Пегматитовые поля приурочены к узлам пересечения северо-восточных структур поперечными северо-западными разломами. Наибольший интерес представляет Завитинское пегматитовое поле в центре пояса, детально описанное В.Е. Загорским, Л.Г. Кузнецовой [1990] и характеризующееся в гл. 4 как типичный пример литиевого эволюционного ряда сподуменовой подформации.

Расположенное в юго-западной части пояса Седловское пегматитовое поле включает пять жильных серий, связанных с массивом гранитов предверхнеюрского возраста (150—130 млн лет). Пегматитовые тела содержат сподумен, лепидолит, берилл, касситерит, танталит-колумбит и относятся к сподуменкалишпат-альбитовому парагенетическому типу.

В северо-восточной части пояса находится Кангинское пегматитовое поле, в котором наряду с безрудными и лепидолит-альбитовыми жилами встречаются калишпат-альбитовые пегматитовые тела, содержащие сподумен, лепидолит, берилл, касситерит и колумбит-танталит.

Другие пегматитовые поля в обрамлении Агинской плиты (Дурулгуевское, Кулиндинское) имеют бериллиевую специализацию и не содержат существенной литиевой минерализации.

1.1.9. ИНДИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Эта платформа является крупным регионом распространения докембрийских пегматитов. Несмотря на явное преобладание месторождений мусковитовой и редкометалльно-мусковитовой формаций, здесь имеются два поля с пегматитами редкометалльной формации: Бастарское и Райчурское.

Бастарское пегматитовое поле, называемое иногда Восточно-Гатским [Шмакин, 1987], имеет относительно небольшие размеры: до 40 км в длину при ширине 10—15 км. Оно находится в горной системе Восточные Гаты на границе штатов Мадхья-Прадеш и Орисса, между городами Джагдалпур и Джейпур. Общее число закартированных пегматитовых тел в поле более 200. Район сложен архейскими метаморфическими породами формации Тулсидонгар, пегматиты связаны с палиамскими анатектическими гранитами (1340 млн лет). Редкометалльные пегматиты залегают преимущественно в амфиболитах, реже в гнейсах. Наиболее хорошо изучена западная часть поля [Бозе, Дешпанде, 1982; Семенов, Шмакин, 1988]. Пегматиты здесь относятся к тантал-олово-литиевому геохимическому ряду. Абсолютный возраст оловоносных пегматитов поля, определенный урано-свинцовым методом, 1325 ± 45 млн лет.

Райчурское пегматитовое поле расположено в одноименном районе штата Карнатака, к северу от г. Лингасугур. Вмещающими являются архейские метаморфические породы, преимущественно эпидот-амфиболовые сланцы формации Хутти. На площади примерно 4 км² обнаружено 14 пегматитовых тел [Sadashivaiah et al., 1980]. Мощность их достигает 5 м, а длина — 100 м. Лишь два тела имеют размеры до 30 × 400 м.

Судя по приводимым в статье М.С. Садашивайа с соавторами материалам, пегматиты поля относятся к литиевому ряду сподуменовой подформации и состоят из кварца, альбита (по 30—40 %), сподумена (15—30,

иногда до 54 %) и калишпата (4—7 %). Второстепенные и аксессуарные минералы представлены мусковитом, гранатом, апатитом и эпидотом. Пегматитовые тела крутопадающие, имеют линзовидную форму и практически незональны.

1.1.10. КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

На площади этой юго-восточной крупной геологической структуры Евразии имеется достаточно большое количество пегматитовых поясов различного возраста, преимущественно докембрийского и нижнепалеозойского. Однако сводные описания пегматитов региона отсутствуют, а данные по отдельным месторождениям ограничены режимом секретности. Тем не менее ясно, что кроме описанного (см. разд. 1.1.5) пегматитового пояса с редкометалльной минерализацией в Синьцзяне, на территории Китая имеются пегматиты комплексного эволюционного ряда в провинциях Хэнань, Хубэй и Шанси, поставляющие поллуцит. Приведем краткое описание нескольких пегматитовых полей Китайской платформы по опубликованным данным.

В восточной части хр. Циньлин (к югу от г. Сиань) пегматитовые поля приурочены к осевой части широтного каледонского антиклинория. Вмещающие пегматиты породы представлены биотит-амфиболовыми сланцами, гнейсами, мраморами, пироксенитами и габброидами. По данным Луан Шивей [Luan Shiwei, 1984], пегматиты имеют литиевую и цезиевую минерализацию.

В одном из пегматитовых полей нижнепалеозойского возраста, приуроченных к пачке синийских метаморфических пород в провинции Фуцзянь (на юго-востоке Китайской платформы), тоже встречаются сподумен-альбитовые и интенсивно альбитизированные пегматитовые тела. Ли Жаолин с соавторами [Li Zhaolin et al., 1982] показали, что эти редкометалльные жилы, содержащие танталит, микролит, амблигонит, находятся на максимальном удалении от материнских гранитов.

За пределами выделенных выше крупных пегматитовых регионов Евразии известны отдельные пегматитовые поля, не тяготеющие к хорошо изученным крупным геологическим структурам с пегматитами.

Это прежде всего докембрийские пегматитовые поля в зоне Байкало-Амурской магистрали. В восточной части Привитимья имеется Сьюльбанское поле, а в Кодаро-Удоканском районе — Олондинское и Оломокитское [Гордиенко и др., 1979]. Поля приурочены к участкам верхнепротерозойской активизации в архейских, реже раннепротерозойских породах фундамента протоплатформ. Пегматиты содержат сподумен (литиевый эволюционный ряд сподуменовой подформации), а также лепидолит, трифилин, танталит-колумбит, берилл, касситерит и др. Промышленные тела относятся к сподумен-калишпат-альбитовому парагенетическому типу.

На территории Приморской провинции достаточно многочисленны пегматитовые поля, связанные со средне-верхнепалеозойскими гранитоидами. Большинство пегматитов безрудны, имеются только отдельные поля, где проявлены редкометалльные пегматиты тантал-бериллиевого, фтор-тантал-литиевого и комплексного (Li—Ta—Cs—Be) эволюционных рядов.

На крайнем северо-востоке Азии можно выделить Колымскую провинцию редкометалльных пегматитов. Наиболее детально изучено месторождение Приискатель [Шмакин, Топунова, 1988], приуроченное к тектонически ослабленной зоне длиной 14—15 км при ширине 3—4 км среди песчано-сланцевых пород перми, триаса, юры и частично мела [Кузнецова, 1965]. Абсо-

лутный возраст материнских гранитов и пегматитов 114 млн лет (Л.В. Фирсов, калий-аргоновый метод по микроклину). Среди пегматитов различаются тела микроклин-мусковит-альбитового, существенно альбитового и микроклин-сподумен-альбитового парагенетических типов (по Н.А. Солодову).

1.2. СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

При описании редкометалльных пегматитов Северной Америки рационально использовать деление этого субконтинента на три тектонические области по Ф. Кингу [1972]: 1) Центральный стабильный регион, где главная часть пегматитов имеет докембрийский возраст, 2) Аппалачская орогенная область с месторождениями преимущественно палеозойского возраста и 3) Кордильерская орогенная область, подразделяемая на собственно Кордильерскую провинцию с мезо-кайнозойскими месторождениями и провинцию Скалистых гор с редкометалльными пегматитами докембрийского возраста.

1.2.1. ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СТАБИЛЬНЫЙ РЕГИОН

На территории США наибольший интерес представляет пегматитовая провинция Блэк-Хиллс, приуроченная к куполообразному поднятию докембрийских пород возрастом 2,2—1,9 млрд лет [Walker et al., 1986] в пределах одноименного хребта (штат Южная Дакота). Редкометалльные пегматиты здесь пространственно и генетически связаны с гранитами штока Харни-Пик в центре хребта, имеющими возраст по разным данным от 2080 до 1680 млн лет. Сотни пегматитовых тел группируются в три пегматитовых поля, тяготеющих к городам Кистоун, Кастер и Хилл-Сити. Кистоунское поле, расположенное в северо-восточной части провинции, изобилует пегматитовыми телами комплексного геохимического эволюционного ряда. Кастерское поле (юг провинции) содержит разнообразные по специализации пегматиты: собственно литиевые, тантал-бериллиевые и комплексные. Вокруг г. Хилл-Сити в северной части провинции преобладают пегматиты слюдоносной формации и оловолитиевые редкометалльные. Некоторые жилы провинции Блэк-Хиллс описываются в гл. 4.

На территории Канады с запада на восток выделяются четыре важнейшие пегматитовые провинции. Провинция Йеллоунайф, расположенная в северо-западном блоке Канадско-Гренландского щита, сложена метаосадочными и метавулканическими породами раннего архея (3,1—2,7 млрд лет), прорванными гранитоидами возрастом 2,6—2,5 млрд лет. Пегматитовые поля размещаются в экзоконтактах гранитных массивов, причем в их распределении намечается зональность. Так, вокруг крупного гранитного плутона Спэрроу-Лейк, содержащего лишь бериллоносные пегматиты, в породах жедритовой и кордиеритовой зон наблюдаются тантал-ниобий-берилловые и комплексные литиевые пегматиты, а на максимальном удалении от гранитов (во внешних частях кордиеритовой и в биотитовой зонах) преобладают собственно литиевые и олово-литиевые пегматиты.

Провинция Флин-Флон находится к северо-западу от оз. Виннипег. Район сложен архейскими гранитоидными породами, которые прорваны аплитовидными гранитами возрастом 2,6—2,4 млрд лет. Редкометалльная минерализация наблюдается в единственном пегматитовом поле площадью около 7 км². Это ниобий-тантал-бериллиевые пегматиты месторождения Бёрч-Портридж и окружающих его рудопроявлений [Клаповская и др., 1978].

Самое большое практическое значение имеют пегматиты провинции Виннипег-Нипигон. Она занимает большую площадь на юге Канады, между озерами Виннипег и Верхнее. Архейские гранитоиды и метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы прорваны здесь пегматоидными гранитами возрастом 2,4—2,3 млрд лет. На западе провинции, в южной части штата Манитоба, находится огромное пегматитовое поле Кэт-Лейк—Виннипег-Ривер, насчитывающее до тысячи пегматитовых тел. Большинство редкометалльных жил локализуется в породах основного состава (амфиболиты, андезиты, базальты, амфиболовые сланцы) неподалеку от гранитных массивов. Именно в этом поле находится знаменитое комплексное месторождение Берник-Лейк, известное также под названием Танко [Cerný et al., 1981]. Кроме него здесь имеются существенно литиевые месторождения Гурон-Клайм и Сильвер-Лиф, бериллий-танталовые месторождения Шетфорд-Лейк и Грир-Лейк. В восточной части провинции, между озерами Берник и Нипигон, расположено второе крупное пегматитовое поле, где наблюдаются пегматиты с литиевой и тантал-бериллиевой специализацией.

Провинция Абитибиде находится возле одноименного небольшого озера, к северо-востоку от оз. Гурон. Архейские вулканические и метасадочные породы возрастом 3,0—2,7 млрд лет характеризуются здесь относительно невысокой степенью метаморфизма и относятся к зеленосланцевой фации. Возраст рвущих их гранитоидов 2,6—2,5 млрд лет. Заключительные фазы гранитоидов, обогащенные калиевым полевым шпатом, являются материнскими для пегматитов. Последние группируются в два пегматитовых пояса.

Пояс Прейсак-Лакорн в контактовой зоне одноименного гранитного массива имеет в своем составе несколько пегматитовых полей. В их пределах проявлена зональность в распределении пегматитов различной специализации. В эндоконтактах гранитов развиты пегматиты с бериллом, в ближнем экзоконтакте — литиевые пегматиты, а на удалении — пегматиты с оловянной и молибденовой минерализацией. В хорошо дифференцированных жилах литиевых пегматитов кроме сподумена и берилла встречаются ниоботанталаты, реже поллуцит, фенакит и висмутовые минералы. Второй пояс — Абитибиде-Тимискаминг. Пегматиты также приурочены к контактам гранитных массивов с метаморфическими породами (последние содержат ставролит, кианит, мусковит). Пегматитовые тела зональны, имеют бериллиевую или бериллий-литиевую минерализацию, часто содержат молибденит.

1.2.2. АППАЛАЧСКАЯ ОРОГЕННАЯ ОБЛАСТЬ

Орогенная область, приуроченная к юго-восточному обрамлению Северо-Американской платформы, протягивается на расстояние около 3200 км от штата Алабама в США до о. Ньюфаундленд в Канаде. В ее пределах насчитываются многие десятки пегматитовых полей, иногда объединяемые в своеобразный мегапояс. Однако редкометалльные пегматиты приурочены в основном к двум провинциям: Новой Англии и Пидмонт-Блу-Ридж.

Редкометалльные пегматиты Новой Англии (штаты Коннектикут, Массачусетс, Нью-Гэмпшир и Мэн в США, Новая Шотландия в Канаде) в настоящее время практически не эксплуатируются, но продолжают изучаться исследователями-минералогами и геохимиками и являются объектами внимания коллекционеров [Thompson, 1974; Smith, Cook, 1979; Wise et al., 1994].

Районы локализации пегматитовых месторождений обычно сложены биотит-гранатовыми и другими сланцами амфиболитовой фации метаморфизма, реже амфиболитами. Время формирования метасадочной толщи 600—285 млн лет. Метаморфические породы прорваны гранитоидами и пегмати-

тами преимущественно пермокарбонического возраста [Шмакин, Топунова, 1981; Brookins et al., 1969]. Материнские для пегматитов гранитоиды — поздние фазы массивов серии Нью-Гэмпшир. Среди них преобладают кварцевые монцитоны, гранодиориты и нормальные граниты.

По геохимической специализации среди редкометалльных пегматитов Новой Англии преобладают поля с тантал-бериллиевыми и литиевыми эволюционными рядами. Реже встречаются пегматиты комплексного эволюционного ряда, относящиеся к сподуменовым подформации.

В провинции плато Пидмонт-Блу-Ридж редкометалльные пегматиты литиевого эволюционного ряда расположены в южной части штата Северная Каролина (район г. Кингс-Маунтин). Кроме того, в штатах Северная и Южная Каролина, Вирджиния и Джорджия имеются олово-литиевые и тантал-бериллиевые пегматиты. Ряд жил представляет интерес также в качестве источника драгоценных камней: гидденита, изумруда, аквамарина.

Вмещающие породы пегматитов — кристаллические сланцы, ортоамфиболиты, реже милониты и катаклазиты. Среди магматических пород наиболее распространены кислые и субщелочные кембро-силурийские интрузии возрастом 560—410 млн лет. Синхронно с эпохой девонского метаморфизма сформировались граниты возрастом 350 млн лет. В центральной части штата Северная Каролина (пояс Шарлотт) преобладают лейкократовые адамеллиты, образовавшиеся 413—386 млн лет назад.

1.2.3. ОРОГЕННАЯ ОБЛАСТЬ КОРДИЛЬЕР

В пределах Кордильер отчетливо выделяются две крупные пегматитовые провинции: Западная (собственно Кордильерская) и Восточная (провинция Скалистых гор).

Возраст редкометалльных пегматитов Западной провинции в штатах Калифорния, Невада и Аризона (США) преимущественно мезозойский [Taylor et al., 1979]. Наиболее хорошо изученные многочисленные пегматиты южной части Калифорнии, к северо-востоку от г. Сан-Диего, относятся к фтор-тантал-литиевому и тантал-бериллиевому эволюционным рядам. Следует отметить, например, крупное месторождение лепидолита Стюарт в округе Пала, разрабатывавшееся на литий в 1892—1907 и 1914—1928 гг. В настоящее время пегматиты района Сан-Диего представляют интерес только как источники драгоценных камней: морганита (воробьевита), полихромного турмалина, кунцита и др., а также коллекционных образцов из друзовых полостей [Shigley, Brown, 1985; Foord et al., 1989]. В западной части штата Аризона известны месторождения редкометалльных пегматитов тантал-бериллиевого ряда. А в центральной части штата находятся хорошо известные месторождения пегматитового поля Уайт-Пикачо с фосфор-тантал-литиевой специализацией [London, Burt, 1982].

Провинция Скалистых гор по возрасту резко отличается от предыдущей, это преимущественно докембрийские редкометалльные пегматиты Передового хребта (штаты Колорадо, Нью-Мексико, Вайоминг). Возраст вмещающих метаморфических пород здесь от 2600 до 1800 млн лет. Интрузивная деятельность проявлялась в несколько этапов: 1730—1700 млн лет (батолит Боулдер-Крик), 1415—1390 млн лет (граниты Сильвер-Плюм) и 1110—1010 млн лет (массив Пайкс-Пик). Данные по изотопам неодимия подтверждают эти цифры [De Paolo, 1981].

С докембрийскими гранитами в штате Колорадо связаны многочисленные пегматитовые поля, главным образом с ниобий-бериллиевой специализацией

[Heinrich, 1948; Norton, 1966]. В штате Нью-Мексико (округа Петака и Элк-Маунтин) известны редкометалльные пегматиты Глоуб-Майн и другие с ниобий-бериллиевой специализацией, а также знаменитая жила Хардинг, относящаяся к комплексному эволюционному ряду [Jahns, Ewing, 1977; Brookins, 1986; Chakoumakos, Lumpkin, 1990].

1.3. ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Все известные проявления редкометалльных пегматитов в пределах Южной Америки связаны с выходами докембрийских пород. Абсолютный возраст пегматитов по минералам 2200—325 лет. В связи с этим высказано предположение о “реактивизации” отдельных участков докембрийских пород в позднем рифее и раннем палеозое [Колотухина и др., 1968].

На площади Южно-Американской платформы обычно выделяются три региона распространения редкометалльных пегматитов (с севера на юг): Гвианский и Бразильский щиты и Пампинский массив.

1.3.1. ГВИАНСКИЙ ЩИТ

В Гвиане французской и Суринаме известны несколько пегматитовых полей, которые можно объединить в субширотный пегматитовый пояс, протягивающийся от поля Джорджжакрик на левом берегу р. Марони (Суринам) через три поля на территории Гвианы до окрестностей г. Кайенна. Здесь наиболее древний возраст пегматитов в пределах Южной Америки — 2200—1900 млн лет.

В поле Джорджжакрик развиты секущие штокообразные тела фосфор-тантал-литиевой специализации, содержащие наряду с фосфатами лития касситерит, танталит и берилл. В невыветрелых частях пегматитовых тел отмечаются крупные кристаллы сподумена. Вмещающие породы — мусковитовые сланцы, содержащие гранат и ставролит, граниты представлены крупнозернистыми двуслюдяными разновидностями.

На правом берегу р. Марони, на территории Гвианы французской, вскрыто крупное пегматитовое поле, приуроченное к полосе распространения докембрийских сланцев и метавулканитов, прорванных гранитами. Редкометалльная минерализация входит в состав “сложных” пегматитовых тел — либо линзообразных (до 400 × 40 м), либо штокообразных, имеющих поперечник до 30 м. Они содержат сподумен, амблигонит, лепидолит, берилл, колумбит-танталит, касситерит, тапиолит, висмутин и самородный висмут. Турмалин в продуктивных зонах представлен рубеллитом.

В бассейнах рек Мана и Синнамари также известны редкометалльные пегматиты, содержащие литий, бериллий, олово, тантал и ниобий. Судя по колумбит-танталиту, извлекаемому из россыпей этого района, отношение ниобия к танталу близко к 1:2. Степень изученности пегматитов этих полей пока недостаточна, чтобы судить о деталях минерального состава и их зональности.

1.3.2. БРАЗИЛЬСКИЙ ЩИТ

Практически все месторождения редкометалльных пегматитов сосредоточены в восточной части щита, где архейские и протерозойские породы испытывали тектоническую активизацию в позднем протерозое — раннем палеозое (так называемая бразильская складчатость). Принято выделять на этой территории две провинции: Борборемскую на севере и Минас-Жерайскую (Восточную) на юге.

Борборемская провинция включает пегматитовые поля на границе штатов Параиба и Риу-Гранди-ду-Норти и в штате Сеара. Докембрийские кварциты, сланцы и мраморы прорываются здесь гранитами рифейского и каледонского возраста. С ними связаны многие сотни пегматитовых тел, содержащих литий, бериллий, тантал, олово и драгоценные камни.

В штате Параиба наибольший интерес представляет месторождение Серидозинью, где подсчитаны значительные запасы сподуменовых руд. В штате Риу-Гранди-ду-Норти выделяются месторождения Алту-Маримонду (Li) и Алту-Бокейран (Li, Be, Ta и Bi). В штате Сеара имеется шесть литиевых месторождений, в которых амблигонит преобладает над сподуменом.

Восточная провинция включает большое число месторождений на всей территории штата Минас-Жерайс и на соседствующих с ним участках штатов Баия и Рио-де-Жанейро. Продуктивная полоса “слюдяных сланцев” (она включает не только кристаллические сланцы, но и гнейсы, гранулиты, кварциты, амфиболиты) архейского и протерозойского возраста протягивается на 600 км при ширине 150—200 км.

Абсолютный возраст гранитов и пегматитов региона 926—460 млн лет и соответствует нескольким этапам верхнепротерозойской и нижнепалеозойской активизации. При этом максимальное число определений по минералам пегматитов падает на интервал 650—600 млн лет.

В пределах провинции выявлены десятки тысяч пегматитовых тел, работают сотни рудников. Характерны крупные размеры жил и высокие содержания рудных компонентов. Например, месторождение Назарену в южной части штата Минас-Жерайс включает несколько пегматитовых тел длиной от 400 до 1200 м при мощности 15—50 м. Подсчитанные запасы руды около 20 млн т, они содержат 775 тыс. т сподумена, 10 тыс. т танталита, 6 тыс. т касситерита и 5 тыс. т джалмаита. В 60-х годах это месторождение обеспечивало 40 % мировой добычи тантала.

В пегматитах северо-восточной части штата Минас-Жерайс главным литиевым минералом является амблигонит, здесь же сосредоточены основные ресурсы берилла. В ряде пегматитовых тел этой и других частей провинции наряду с редкими металлами добывается большое количество драгоценных камней: прозрачного сподумена (кунцит и гидденит), берилла (аквамарин, морганит, изумруд), хризоберилла, фенакита, розового кварца и др.

За пределами двух главных пегматитоносных провинций, расположенных в Бразилии, на площади Бразильского щита, но в пределах Боливии, находится пегматитовое поле Ла-Белья (примерно 200 км к ЗСЗ от г. Санта-Крус). Здесь в докембрийских кристаллических сланцах и кварцитах имеются выходы “красных” гранитов, с которыми связаны многочисленные пегматитовые жилы средних размеров (до 100 × 25 м). Редкометалльная минерализация в них относится к бериллиевому эволюционному ряду. Кроме берилла и колумбита, в пегматитах встречаются мусковит, топаз, флюорит, редкоземельные минералы.

1.3.3. ПАМПИНСКИЙ МАССИВ

В западной части Аргентины имеется крупный массив докембрийских пород (до тысячи километров в длину при ширине до 500 км), относимых к верхнему протерозою. Это гнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты и другие породы амфиблитовой фации метаморфизма. Прорывающие их граниты и пегматиты имеют абсолютный возраст 550—500 млн лет.

Для провинции Сан-Луис наиболее характерны пегматиты, содержащие сподумен, амблигонит, лепидолит, берилл, танталит, касситерит, минералы

висмута, уранинит. В провинции Кордова имеется множество пегматитовых тел ниобий-бериллиевой специализации, в том числе знаменитое месторождение Лас-Тампиас, которое в течение 1935—1960 гг. обеспечивало примерно 20 % мировой добычи берилла (до 3,5 тыс. т бериллового концентрата). Здесь разрабатывалось сравнительно небольшое пегматитовое тело с практически мономинеральной берилловой зоной объемом 2400 м³. Высокая степень дифференциации характерна и для других пегматитовых жил провинции.

В провинциях Катамарка и Ла-Риоха, примыкающих с севера к провинции Сан-Луис, а также в ряде других провинций Аргентины (Рио-Негро, Тукуман, Ла-Пампа и Сальта) встречаются редкометалльные пегматиты бериллиевого эволюционного ряда.

1.4. АФРИКА

Африканский континент, по существу, являющийся целиком Африканской платформой, очень богат пегматитовыми редкометалльными месторождениями и рудопроявлениями. К сожалению, общепринятой геолого-тектонической группировки пегматитовых поясов и полей не существует. Следуя традиции, приведем краткое описание выделяемых здесь пегматитовых провинций в общей последовательности с запада к востоку и с севера к югу.

1.4.1. ЗАПАДНАЯ АФРИКА

В Мароккано-Малийской провинции, охватывающей весь западный выступ континента, известны два главных участка развития редкометалльных пегматитов. Один находится возле границы Сенегала и Мали, в выходах нижнепротерозойской формации Бирримия. Здесь широко развиты граниты возрастом около 2000—1800 млн лет, сопровождаемые пегматитами различной специализации. Сподуменсодержащие тела представляют собой крупные объекты со значительными запасами Li, Nb, Ta, Sn. Второй пегматитовый район расположен на юге Мали, возле г. Бугуни. В нем известно более 100 сподуменсодержащих жил хорошего качества, в которых имеются также касситерит, берилл, колумбит, тапиолит и некоторые редкоземельные минералы [Куварзин, 1976].

Нигерийско-Сахарская провинция — крупная по размерам и неоднородная по составу и возрасту пород аггломерация. Тем не менее редкометалльные пегматиты здесь, по мнению Н. Варламова [Varlamoff, 1972], обладают рядом сходных черт. Рифейские гнейсы и амфиболиты прорываются так называемыми древними гранитами (580 — 550 млн лет), с которыми связаны пегматиты тантал-бериллиевого и тантал-олово-литиевого эволюционных рядов. Их возраст тот же (590—540 млн лет). На территории Ганы обнаружены пегматиты с комплексной редкометалльной специализацией, они содержат поллуцит [Агомор и др., 1986]. Более молодые граниты и пегматиты характерны для плато Джос в Нигерии, а также для пегматитовых полей Ирегун и Икерре на юго-западе этой страны (390—315 млн лет). Пегматиты содержат берилл, касситерит, колумбит-танталит, циркон.

1.4.2. ВОСТОЧНАЯ АФРИКА

Находки месторождений бериллия, тантала, ниобия и олова в восточной части Африки достаточно многочисленны. Сотни пегматитовых тел наблюдаются в Эфиопии, Сомали, в восточных частях Кении и Танзании. Имеется представление о Красноморско-Мозамбикской единой зоне нижнепалеозойской активизации [Долгинов и др., 1979], в которой граниты и пегматиты имеют

близкий возраст: от 650 до 450 млн лет (панафриканская орогения). Однако изучены пегматиты северной части Восточной Африки пока недостаточно, а пегматиты Мозамбика отнесены нами, как и большинством местных исследователей, к региону Южной Африки.

В Эфиопско-Сомалийской провинции вмещающие породы (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, пироксениты) имеют архейский или раннепротерозойский возраст. Пространственной связи пегматитов с определенными массивами гранитов не выявлено. Распределение пегматитовых полей подчинено структурному плану зон активизации.

На территории Эфиопии известно более десятка слабоизученных пегматитовых полей, содержащих берилл, танталит, сподумен и другие минералы редких элементов. Берилловые месторождения имеются в Эритрее, в провинциях Харар и Сидамо. Танталовые месторождения характерны для провинции Шатиссо. В частности, здесь разведано крупное пегматитовое тело Кентича, содержащее значительные запасы танталита и берилла [И.А. Полетаев, устное сообщение], имеются многочисленные рудопроявления танталита.

В северной части Сомали известны пять пегматитовых полей в полосе от границы с Джибути до г. Босасо. Поля Сигибское и Дарбурук-Иссутуганское являются бериллоносными, а поле Маджиян возле г. Босасо содержит значительные скопления колумбита и касситерита. На этом месторождении развита серия пегматитовых тел длиной до 700 м при очень малой мощности — до 1 м. Содержание касситерита на некоторых участках жил достигает 5 %.

Кенийско-Танзанийская провинция охватывает восточные части двух стран, поскольку пегматиты их западных частей относятся к Центральной Африке и аналогичны пегматитам Бурунди, Руанды и Уганды. На территории Кении имеются бериллоносные пегматиты в окрестностях городов Найроби, Наньюки и Гарба-Тула. В ряде жил вместе с бериллом отмечены повышенные концентрации колумбита. На востоке Танзании известно 18 пегматитовых полей, но большинство жил здесь относится к редкометалльно-мусковитовой формации. Только на нескольких месторождениях отмечены собственно редкометалльные жилы тантал-бериллиевого эволюционного ряда (сподуменовая подформация).

1.4.3. ЦЕНТРАЛЬНАЯ АФРИКА

В Центрально-Африканскую провинцию объединяют многочисленные пегматитовые поля Замбии, Заира, Бурунди, Руанды и Уганды, приуроченные к крупным выходам докембрийских пород преимущественно протерозойского возраста (1,4—1,3 млрд лет) вдоль субмеридиональной Восточно-Африканской рифтовой системы и примыкающих к ней поднятий. В экономическом отношении главную роль играют редкометалльные пегматиты Заира, связанные с мусковитовыми и двуслюдяными постороженными гранитами (1000—800 млн лет) провинций Киву и Шаба. Основным источником лития является пегматитовый пояс Манано-Китололо. Отдельные поля здесь прослежены до 5 км в длину при ширине до 400 м. Поле Лугулу богато пегматитами комплексного и литиевого (со сподуменом) эволюционных рядов. Поле Кобо-Кобо, как и Лугулу, локализовано в сланцах и амфиболитах докембрийского возраста (1200—1100 млн лет) рядом с гранитным массивом возрастом 1000—850 млн лет. Месторождение Кобо-Кобо в 50—60-х годах давало значительную часть мировой добычи бериллия. Оно имеет ниобий-бериллиевую специализацию, содержит также касситерит и радиоактивные минералы [Safiannikoff, Wambeke, 1967].

Пегматиты Бурунди и Руанды занимают ведущее место по запасам амблигонита, хотя и здесь имеются сподумен, лепидолит, берилл, танталит, касситерит [Куп, 1965]. На территории Руанды наблюдается четкая связь редкометалльных пегматитов с гранитами массива Ньянза [Varlamoff, 1972].

Многочисленные пегматитовые поля комплексного, литиевого и танталолово-литиевого эволюционных рядов имеются на территории Уганды: на юге страны, возле границы с Руандой (поля Анколе и Кигези), к западу от г. Кампала (поля Мбале и Нампейо-Хилл), и на северо-востоке страны (поле Каабонг).

1.4.4. ЮЖНАЯ АФРИКА

Юго-Западная провинция Африки включает пегматитовый пояс Намакваленд-Гордония на левобережье р. Оранжевой (ЮАР), поле Намаленд на правом берегу той же реки и пегматитовый пояс Карибиб-Омаруру (Намибия). Если первый пояс, приуроченный к архейским метаморфическим породам системы Кейс и Намаквалендскому гранитному батолиту (возраст порядка 1 млрд лет), имеет тантал-бериллиевую специализацию, то для последнего характерны комплексные редкометалльные пегматиты [Cameron, 1955]. Они находятся в метаморфических породах системы Дамара и метаэффузивах комплекса Абабис, связаны с относительно молодыми гранитами (800—700 млн лет). Для пегматитов Намибии характерно разнообразие минерализации: петалит, сподумен, амблигонит, лепидолит, поллуцит, микролит, танталит, касситерит, берилл и множество редких минералов [Knopring, 1977].

Пегматиты восточной части Южной Африки объединяются в провинции по-разному. Некоторые исследователи выделяют отдельно Родезийско-Трансваальскую, Мозамбикскую и Мадагаскарскую провинции, другие объединяют две первые в Зимбабве-Мозамбикскую провинцию. Пегматитовые поля в западных частях Кении и Танзании явно тяготеют к полосе Центрально-Африканской провинции. Они имеют ниобий-бериллиевую специализацию, иногда содержат некоторое количество лития.

Родезийско-Трансваальская провинция приурочена к одноименному кратону, сложенному древнейшими на континенте метаморфическими породами. Они обычно подразделяются на три серии, имеющие возраст 3,4; 2,9 и 2,7 млрд лет. На территории Зимбабве огромные площади заняты древними гранитоидами, внедрявшимися в несколько этапов. Ранний этап представлен кварцевыми диоритами, гранодиоритами и тоналитами. Только самые поздние гранитоиды соответствуют по составу нормальным кислым гранитам. За верхний возрастной предел их образования принят возраст пегматитов крупнейшего в Африке редкометалльного месторождения Бикита — 2850 млн лет. Это пегматиты комплексного эволюционного ряда и примыкающие к нему пегматитовые жилы со сподуменом, петалитом, лепидолитом, бериллом, танталониобатами (см. гл. 4).

К северу и востоку от столицы Зимбабве (г. Хараре) известны многочисленные более мелкие месторождения петалита, сподумена, берилла, касситерита, танталита: Бенсон, Мотобо, Грин-Мамба и др. На западе Зимбабве в метаморфическом поясе Замбези протягивается полоса пегматитов с олово-литиевой специализацией Камативи, переходящая в аналогичный по составу жил пояс Чома в южной части Замбии. В Трансваале (СВ провинция ЮАР) и примыкающих районах Свазиленда имеются литиевые пегматиты (поле Ошоек) и многочисленные пегматитовые жилы с бериллом, колумбитом и касситеритом.

Мозамбикская пегматитовая провинция охватывает северную часть Мозамбика и южную часть Малави. Вмещающие метаморфические породы образовались в верхнем архее—нижнем протерозое. Гранитоиды, с которыми связаны пегматиты, имеют возраст 630—600 млн лет, а сами редкометалльные пегматиты — 530—480 млн лет, т.е. это уже каледонские образования [Казьмин, 1988]. Наибольший интерес представляет пегматитовый пояс Алту-Лигонья (округ Замбезия). В центре пояса развиты пегматиты с комплексной редкометалльной специализацией (месторождения Муяне, Муано, Мурропаси и др.). К юго-западу от центра преобладают пегматиты с тантал-литиевой специализацией (Морруа, Марропино). Еще далее наблюдаются жилы тантал-бериллиевого эволюционного ряда (Жинамас, Муррула, Илодо), в которых отмечается самородный висмут. На ряде месторождений, кроме редких элементов, интерес представляют драгоценные камни: кунцит, гидденит, аквамарин, воробьевит.

Мадагаскарская провинция занимает значительную часть острова, сложенную древними метаморфическими образованиями (3,2—2,7 млрд лет) и метаморфизованными нижнепалеозойскими породами. Максимальное число пегматитовых полей (а всего их здесь около 300) приурочено к мраморам системы Вохибурн. Пегматиты Мадагаскара связаны с гранитами зон тектономагматической активизации пород фундамента [Беус, Герасимовский, 1979]. Абсолютный возраст пегматитов — 560—480 млн лет — близок к возрасту пегматитов Мозамбика.

Западный пегматитовый пояс имеет длину более 600 км, содержит массу жил бериллиевого эволюционного ряда, в том числе крупные месторождения Малакиалина и Ампандрамаика, давшие примерно 2500 т берилла. В северной части острова есть жилы тантал-бериллиевой специализации, в частности месторождение Берере. По преобладанию одного из литиевых минералов редкометалльные пегматиты Мадагаскара подразделяются на сподуменовые, амблигонитовые и лепидолитовые. Максимальная концентрация пегматитов с литием наблюдается в центре острова, в виде субширотной полосы между городами Анцирабе и Амбатуфинандрахана. Во многих пегматитовых жилах встречаются друзовые полости с кристаллами полихромного турмалина, кунцита, гамбергита, аквамарина и др.

1.5. АВСТРАЛИЯ

Все месторождения редкометалльных пегматитов Австралии приурочены к выходам Австралийской платформы. Абсолютный возраст их разнообразен (от 3000 до 600 млн лет), причем наиболее древние характерны для юго-западных территорий, а самые молодые — для северо-восточных [Шিশова, 1978].

1.5.1. ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ ШИТ

Провинция Йилгарн, приуроченная к одноименному южному блоку Западно-Австралийского щита, является самой крупной из редкометалльных пегматитовых провинций страны. Пегматитовые поля здесь находятся в пределах архейских гранитогнейсовых куполов.

Пегматитовое поле Кулгарди в центральной части блока Йилгарн включает в себя четыре крупных месторождения (Кэтлин-Крик, Лондондерри, Маунт-Мэрион и Сперговиль), содержащие сподумен, амблигонит, петалит,

лепидолит, берилл, колумбит, микролит. К северо-востоку от поля Кулгарди известны литиевые пегматиты Норсмен с большим количеством касситерита (тантал-олово-литиевый эволюционный ряд).

На юго-западе провинции Йилгарн находится поле Гринбушес — одно из крупнейших в мире по запасам лития, олова и тантала [Hatcher, Bolito, 1982]. Это архейские пегматиты возрастом 2,7 млрд лет, связанные с альбитизированными биотитовыми гранитами. Характерны крупные размеры отдельных тел (до 6 км в длину) и значительные концентрации касситерита, колумбит-танталита, воджинита. Это тантал-олово-литиевые пегматиты с значительным преобладанием танталита над колумбитом.

В северном блоке Западно-Австралийского щита находится провинция Пилбара, где граниты и пегматиты имеют возраст 3,0—2,7 млрд лет. Несколько пегматитовых полей слагают крупный пегматитовый пояс, протягивающийся на 100 км в субмеридиональном направлении. Самым южным из полей является поле Уоджина (Воджина) длиной до 7 км. Главное рудное тело его имеет длину 700 м при мощности от 10 до 100 м. Это сложная по строению жила, где танталит и лепидолит входят в состав секущих мусковит-альбитовых зон. Кроме высококачественного танталита (манганотанталит), встречаются воджинит, цезиевый берилл, касситерит.

В 25 км севернее Уоджины находится пояс Пилгангура, включающий несколько жильных серий, содержащих сподумен, лепидолит, колумбит-танталит, берилл, касситерит; в 60 км к северу — поле Табба-Табба, относящееся к тантал-бериллиевому эволюционному ряду, без существенной литиевой минерализации. Такой же состав характерен и для самого северного в провинции месторождения — Стрелли. Редкометалльная минерализация представлена танталитом, микролитом, бериллом, касситеритом, тапиолитом, при небольшом содержании лепидолита.

1.5.2. ЦЕНТРАЛЬНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ ЩИТ

В провинции Аранта, находящейся в северном блоке Центрально-Австралийского щита, преобладают слюдоносные пегматиты (южная часть блока, испытавшая тектономагматическую активизацию архейских пород в верхнем протерозое и раннем палеозое, 700—550 млн лет назад). Но имеются здесь и редкометалльные пегматиты с танталитом, касситеритом и минералами висмута в районе станции Делни и к северу от г. Алис-Спрингс.

Провинция Масгрейв находится в восточной части одноименного южного блока Центрально-Австралийского щита. Вмещающие породы здесь тоже архейские, а пегматиты приурочены к широтным зонам тектономагматической активизации позднепротерозойского времени (1070—750 млн лет). Редкометалльные пегматиты полей Сентинел-Хилл и Гранит-Даунс относятся к тантал-бериллиевому эволюционному ряду.

1.5.3. СЕВЕР АВСТРАЛИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На севере Австралийской платформы выделяются три пегматитовые провинции, но только для одной из них — Кимберли-Дарвин — характерны месторождения редкометалльных пегматитов. Эта провинция объединяет три пегматитоносных района, приуроченные к выходам архейских пород в полосе к юго-западу от порта Дарвин. Возраст пегматитов 2,7—2,5 млрд лет. Они содержат амблигонит, берилл, колумбит-танталит, касситерит. От северо-восточного месторождения Финнис-Ривер, находящегося рядом с портом Дарвин, к

юго-западу возрастает содержание амблигонита в жилах. В поле Уэст-Арм, как и в Финнис-Ривер, главное значение имеют касситерит и колумбит, а в месторождении Энтерпрайз, находящемся в центре провинции, на первое место выходит амблигонит, сопровождающийся танталитом, колумбитом и бериллом.

1.5.4. СРЕДИННЫЙ МАССИВ БРОКЕН-ХИЛЛ

Провинция Брокен-Хилл приурочена к одноименному срединному массиву в западной части штата Новый Южный Уэльс. Главное значение среди вмещающих пород здесь имеют толщи нижнего протерозоя, метаморфизованные 1,7 млрд лет назад. Граниты Манди-Манди и связанные с ними редкометалльные пегматиты имеют возраст 1680—1530 млн лет. В поле Булкмата-Бимбури (100 км к западу от г. Брокен-Хилл) пегматиты имеют тантал-бериллиевую специализацию. Здесь отмечаются танталит и микролит, а также урановая минерализация. В поле Эуриови (60—70 км к северу от г. Брокен-Хилл) есть типичные редкометалльные пегматиты с амблигонитом, бериллом и микролитом. Здесь наряду с минералами лития, бериллия и тантала добывали и драгоценные камни из друзовых полостей.

Выводы

Обзор размещения редкометалльных пегматитовых поясов и полей показывает, что континенты различаются по преобладанию в них пегматитов того или иного возраста. В Австралии распространены исключительно докембрийские пегматиты. На Африканском континенте аналогичные по возрасту объекты преобладают, но в западной и восточной частях материка широко распространены пегматиты периода так называемой панафриканской орогении (500—600 млн лет). Этот же возраст характерен для пегматитов Бразильского щита и Пампинского массива в Южной Америке. В Северной Америке тоже преобладают докембрийские пегматитоносные провинции, но наряду с ними существенное значение имеют палеозойские пегматиты Аппалач. На огромном Евразийском материке есть и докембрийские, и палеозойские крупные пегматитовые провинции, а среди мезокайнозойских пегматитов Альпийской орогенной области расположена крупнейшая по запасам лития Памирско-Гиндукушская провинция.

Как уже не раз упоминалось, по возрасту явно преобладают докембрийские редкометалльные пегматитовые пояса и поля. На возрастной гистограмме И.А. Загрузиной [1991] наряду с архейскими показан и среднепротерозойский максимум числа пегматитовых месторождений. Многие гранитные пегматиты возраста 1,9—1,7 млрд лет, соответствующие карельской эпохе глобальной активизации тектономагматических процессов [Добрецов, 1981], содержат обильную редкометалльную минерализацию. И все же немалое число месторождений Евразии, Америки и Африки имеет палеозойский возраст. Наконец, относительно недавно обнаруженные крупные литиеносные объекты Альпийской орогенной области (Австрия, Афганистан) существенно дополнили представления о пегматитоносности мезо-кайнозоя. Поэтому в настоящее время можно говорить о наличии редкометалльных гранитных пегматитов в образованиях всех тектономагматических эпох, которым свойствен гранитный магматизм. Преобладание докембрийских месторождений вполне объяснимо многократным превышением докембрийского времени развития Земли над фанерозойским.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И КОМПЛЕКСЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПЕГМАТИТОНОСНЫХ РАЙОНОВ

Как следует из предыдущей главы о глобальном распределении редкометалльных пегматитов, наибольшее число и самые крупные по запасам месторождения приурочены к выходам докембрийского основания платформ, а внутри щитов — к гранит-зеленокаменным областям. В данной главе мы рассмотрим геологическое строение пегматитоносных структур, условия метаморфизма и там, где возможно, особенности состава пород, вмещающих поля и пояса редкометалльных пегматитов. Порядок изложения следующий: от наиболее древних архейских и протерозойских зеленокаменных поясов всех континентов к фанерозойским метаморфическим комплексам Северной Америки и Палеотетиса. К сожалению, геохимических данных по составу вмещающих пегматиты метаморфических толщ, особенно их редкоэлементным характеристикам, очень мало.

Ниже охарактеризованы только наиболее крупные и важные в практическом отношении пегматитоносные регионы.

2.1. АРХЕЙСКИЕ И ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА

2.1.1. БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Балтийский щит Восточно-Европейской платформы является, пожалуй, единственной структурой этого ранга, где проведено обобщение как закономерностей проявления метаморфизма разных фациальных серий в разновозрастных структурно-тектонических зонах [Глебовицкий, 1973; Беляев и др., 1990; Петров, 1995], так и закономерностей распределения в них пегматитовых поясов с различной минерализацией [Гродницкий, 1982].

Наиболее новым и полным обобщением материалов по метаморфизму Балтийского щита в целом является работа В.П. Петрова [1995], которой мы и воспользуемся. Карта распределения фаций метаморфизма показывает, что с северо-востока на юго-запад происходит относительное омоложение структурно-тектонических зон и заключительного этапа метаморфического преобразования слагающих их пород (рис. 2.1): от архейских — верхнеархейских (2,8—2,5 млрд лет) в Кольско-Карельской структурно-метаморфической провинции до нижнепротерозойских (1,9—1,8 млрд лет) в Свекофеннской и позднепротерозойских (900—880 млн лет) в Дальсландской провинциях. Если для Кольского и Северо-Карельского блоков характерна смена во времени фациальных серий метаморфизма (с повышением или понижением давления), то комплексы пород Свекофеннской провинции испытали зональный полиметаморфизм преимущественно в условиях андалузит-силлиманитовой фациальной серии от эпидот-амфиболитовой до высокой амфиболитовой, реже гранулитовой фаций [Глебовицкий, 1973].

Свекофеннская гранит-зеленокаменная область

Эта крупная структурно-метаморфическая провинция включает несколько гранит-зеленокаменных поясов с реликтами гранулитогнейсовых комплексов.

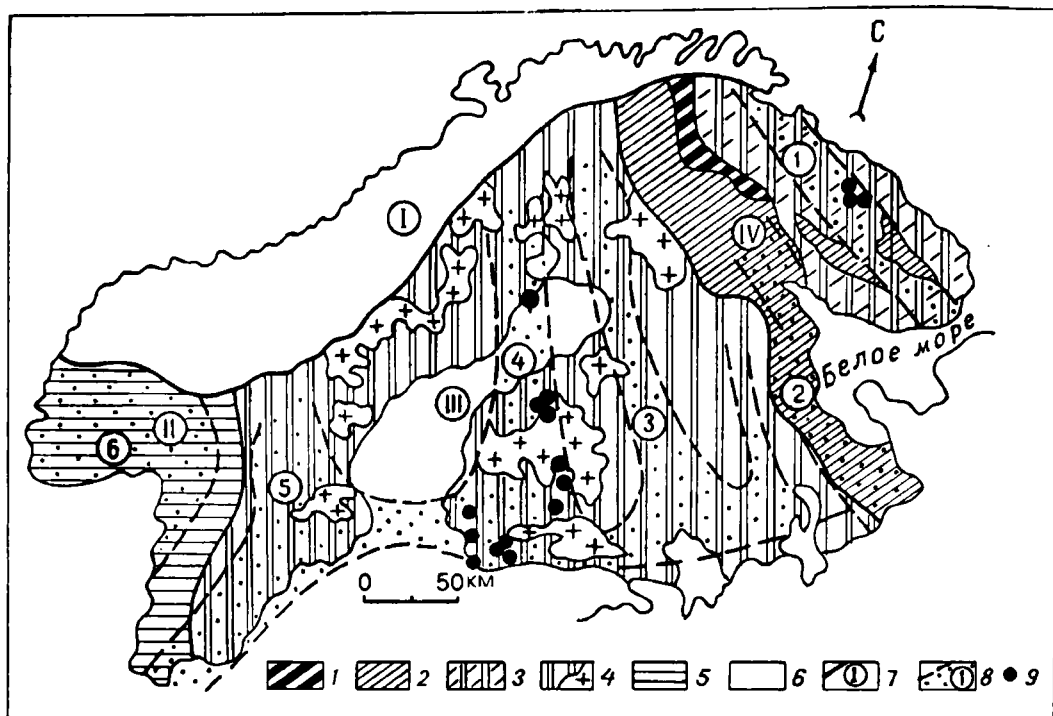


Рис. 2.1. Схема структурно-метаморфического районирования Балтийского щита [Петров, 1995] и размещения пегматитовых поясов [Гродницкий, 1982].

1 — амфиболито-гранулитовый комплекс высоких давлений (PR_1); 2 — кyanит-силлиманитовые метаморфические комплексы (PR_1); 3 — полиметаморфические андалузит-силлиманитовые комплексы (AR) с проявлениями кyanит-силлиманитового метаморфизма (PR_1); 4 — андалузит-силлиманитовые комплексы с синметаморфическими гранитоидами (1900—1800 млн лет); 5 — кyanит-силлиманитовые комплексы (PR_2); 6 — каледониды; 7 — границы структурно-метаморфических провинций (I — Каледонская, II — Дальсландская, III — Свекофеннская, IV — Кольско-Карельская); 8 — пегматитовые пояса (1 — Кольский (редкометалльные и редкометалльно-мусковитовые пегматиты), 2 — Беломорский и Северо-Карельский (мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты), 3 — Центрально-Финский (редкометалльно-мусковитовые пегматиты), 4 — Шведско-Финский (Ботнический) редкометалльных пегматитов, 5 — Датско-Шведский и 6 — Шведско-Норвежский пояса редкометалльно-редкоземельных пегматитов); 9 — месторождения редкометалльных пегматитов.

К первым приурочены три субмеридиональных пегматитовых пояса: Шведско-Финский редкометалльных пегматитов в центральной части провинции, параллельный ему с востока Центрально-Финский редкометалльно-мусковитовых пегматитов, включающий Приладожье, а с запада — Датско-Шведский редкоземельно-редкометалльных пегматитов (см. рис. 2.1) [Гродницкий, 1982].

Шведско-Финский (Ботнический) пояс редкометалльных пегматитов протягивается на 700 км при ширине, достигающей 150 км. Он расположен во внутренней зоне свекофеннского подвижного пояса, сложенного тремя толщами: верхней и нижней, представленных основными эффузивами, и средней флишевой серией. Преобладают амфиболиты, амфиболовые порфириды с телами синорогенных габбродиоритов, диоритов и слюдястые сланцы. С севера на юг степень метаморфизма пород повышается от эпидот-амфиболитовой до высокой амфиболитовой фации. По парагенезисам метапелитов условия метаморфизма менялись от 450 до 660 °C при давлении 4—5 кбар. Поля редкометалльных пегматитов располагаются у южных и северных границ крупного Центрально-Финляндского массива складчатых гранитов-гранодиоритов, залегающего в породах амфиболитовой фации метаморфизма, а также к северу от него в пределах развития пород эпидот-амфиболитовой фации.

Самое южное пегматитовое поле пояса — Кимито — располагается на берегу Финского залива. Его жилы залегают исключительно в породах основного состава, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Редкометалльные пегматиты поля Сомеро-Таммела приурочены к породам гранат-силлиманит-кордиерит-мусковитовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой субфаций [Vesasalo, 1960]. Такое же геологическое положение занимают поля пегматитов района Пересейнайоки севернее Центрально-Финляндского массива, возраст которых определен в 1830—1900 млн лет [Wetherill et al., 1962]. Наиболее северное поле Варутреск имеет также нижнепротерозойский возраст и залегают в эпидот-амфиболовых сланцах. Пегматиты этого поля считаются производными свекофеннских позднеорогенных микроклиновых гранитов Ревсунд [Гейер, 1967].

Общие черты всех редкометалльных пегматитов Ботнического пояса — нижнепротерозойский возраст, залегание в породах преимущественно основного состава, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой—амфиболитовой фаций низких давлений. Наиболее богаты редкими металлами пегматитовые тела, секущие диориты и габбронориты, по сравнению с теми, что залегают в метапелитах. В.А. Глебовицкий [1973] считает, что внедрение пегматитов этого пояса контролировалось наиболее поздним третьим этапом деформаций. При общем простирании пегматитового пояса, соответствующем субмеридианальному направлению деформаций главного этапа, отдельные жилы располагаются поперек пояса, используя нарушения третьего этапа деформаций.

Редкометалльные пегматиты встречаются также в пределах поясов редкометалльно-мусковитовых пегматитов — бериллоносные пегматиты Приладжья в Центрально-Финском поясе и редкометалльные пегматиты Центрально-Кольского блока. Для Кольско-Рамозерской и Кейвской зон “типичные редкометалльные пегматиты известны только в полосе распространения нижнепротерозойских пород, где проявлен андалузит-силлиманитовый прогрессивный метаморфизм” [Салье, Глебовицкий, 1976, с. 43]. Однако архейские цифры возрастов пегматитов противоречат этому утверждению. Наиболее хорошо изучены редкометалльные пегматиты зоны Колмозеро-Воронья на Кольском полуострове. Они приурочены к одноименному зеленокаменному поясу, расположенному вдоль границы Мурманского и Центрально-Кольского блоков.

Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья

Пояс является линейной структурой северо-западного простирания и состоит из крупного Полмос-Поросозерского синклиория и ряда более мелких моноклиналей и синклиналей (рис. 2.2). Пояс изучался многими исследователями. Мы приводим его описание по материалам А.Б. Вревского [1989]. Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья выполнен осадочно-вулканогенной серией верхнеархейского возраста, что подтверждается многочисленными датировками гнейсов и метавулканитов в интервале 2500—3080 млн лет.

В составе серии Полмос-Порос выделяются четыре свиты. Нижняя ловозерская сложена метатерригенными породами — биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-ставролит-кианитовыми сланцами и гнейсами общей мощностью от 100 до 500 м. Они прослеживаются вдоль юго-западного фланга структуры с увеличением мощности к юго-востоку до 250—600 м и фрагментарно — по северо-восточному флангу. Лежащая выше полмостундровская свита состоит главным образом из основных метавулканитов толентового

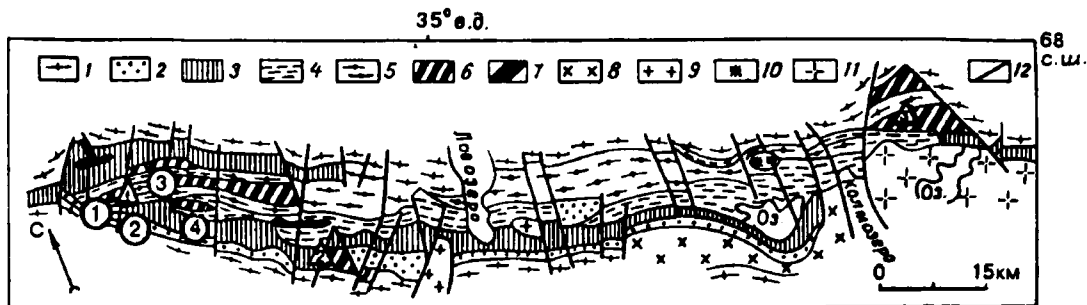


Рис.2.2. Схема геологического строения зеленокаменного пояса Колдозеро-Воронья [Геология..., 1988, с упрощениями].

1 — олигоклазовые гнейсограниты обрамления пояса; 2 — биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые гнейсы ловозерской свиты; 3 — амфиболиты полмостундровской свиты; 4 — слюдяные и биотит-амфиболовые сланцы вороньетундровской свиты; 5 — гранат-биотитовые со ставролитом и кианитом гнейсы червуртской свиты; 6 — метагаббро-анортозиты и ортоамфиболиты; 7 — гипербазиты; 8 — гранодиориты, 9 — граниты; 10 — турмалиновые граниты; 11 — двуслюдяные граниты; 12 — тектонические нарушения. Цифры в треугольниках — проявления литиевых пегматитов: 1 — Воронья Тундра, 2 — Полмос, 3 — Колдозеро; цифры в кружках (1—4) — кусты жил пегматитов комплексного типа, Воронья Тундра.

ряда, превращенных в амфиболиты (до 1—1,5 км мощностью) с прослоями перидотитовых, пироксенитовых и базальтовых коматиитов. Среди них встречаются маломощные пачки биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, железистых кварцитов и карбонатных пород. В верхах ее разреза встречаются согласные силлы «овоидных» габброанортозитов. Вороньетундровская свита представляет чередование гранат-биотитовых, биотит-амфиболовых плагиосланцев с реликтовыми плагиопорфириновыми структурами, продуктов метаморфизма основных, средних и кислых метавулканитов с преобладанием последних в верхах разреза.

По поводу метаморфической истории структуры существуют разные мнения. Г.М. Другова с соавторами [1982] считают, что позднеархейский (~2,6 млрд лет) метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, ассоциации которого сохранились на северо-западе пояса, в нижнем протерозое сменился новым этапом метаморфизма в условиях кианит-силлиманитовой фациальной серии. А.Б. Вревский по анализу состава минералов пришел к выводу о постепенном повышении температуры и давления в направлении юго-восточной части пояса в пределах одного метаморфического цикла. Кианитсодержащие ассоциации регионального метаморфизма переходят в метасоматиты. На северо-западном фланге структуры при давлении 3,5—5 кбар температура метаморфизма составляет 470—540 °С по гранат-биотитовому геотермометру и 560—580 °С — по плагиоклаз-амфиболовому. В юго-восточной части температура и давление равны соответственно 550—640 °С и 5,5—6 кбар. Разрез юго-восточной части пояса отличается большей мощностью терригенных отложений и отсутствием ультраосновных и магнезиальных вулканитов при меньшей в целом вулканической активности.

Характерная особенность комплекса Полмос-Порос — полное отсутствие мигматизации. Граниты представлены формацией гранитных батолитов, состав которых меняется от олигоклазовых и олигоклаз-микроклиновых гнейсогранитов в бортах структуры до перемещенных аплитовидных гранитов и пегматоидных альбит-олигоклаз-микроклиновых разностей с турмалином, изредка содержащих аксессуарный сподумен и колумбит-танталит, внутри зеленокаменного пояса [Поля..., 1976]. И метаморфиты, и метасоматиты в юго-восточной части структуры с метаморфизмом кианит-силлиманитового

Средний состав метавулканитов и сланцев зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья
[Геология..., 1980; Вревский, 1989]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>n</i>	10	22	19	66—30	17—5	14—10	31	30—15	10	30—24
SiO ₂	39,71	46,58	49,21	51,04	63,39	69,93	70,64	65,46	64,32	64,40
TiO ₂	0,23	0,48	0,88	1,19	0,47	0,37	0,56	0,65	0,83	0,73
Al ₂ O ₃	3,43	9,25	15,06	15,28	15,89	15,04	14,62	17,06	20,09	17,90
Fe ₂ O ₃	7,65	2,10	2,31	2,42	He опр.	1,19	1,30	1,58	2,98	2,66
FeO	6,25	9,46	9,25	9,75	4,44	1,55	2,82	5,96	4,42	4,62
MnO	0,19	0,19	0,19	0,22	0,10	0,04	0,07	0,07	0,10	0,09
MgO	28,85	17,12	7,30	6,20	2,32	1,14	1,08	2,94	2,75	3,06
CaO	3,42	9,72	9,84	10,84	4,11	2,60	3,87	3,26	2,06	2,62
Na ₂ O	0,08	0,48	2,44	2,47	3,59	4,67	3,34	3,37	2,03	2,89
K ₂ O	0,04	0,15	0,25	0,21	1,97	2,02	1,84	2,04	2,05	1,82
P ₂ O ₅	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,25	0,02	0,13	0,09	0,09	0,12
H ₂ O	»	»	»	»	1,28	1,00	0,75	1,41	1,67	1,55
Li	»	»	»	21	50	26	25	60	67	55
Rb	»	»	»	8	65	52	40	60	67	49
Cs	»	»	»	1	9	3	1	5	7	5
Ba	»	»	»	50	690	500	370	400	370	270
Sr	18	49	155	160	470	100	180	270	220	180
Zn	He опр.	He опр.	He опр.	146	73	He опр.	73	79	107	89
Co	147	86	64	33	11	»	18	15	20	22
Ni	1896	430	110	88	27	»	27	49	67	67
Cr	4265	2952	He опр.	110	25	18	30	74	134	110
V	He опр.	He опр.	»	270	90	22	27	90	148	110
B	»	»	»	11	4	19	18	10	55	45

Примечание. 1—4 — полмушундровская свита: 1 — перидотитовые коматиты, 2 — базальтовые коматиты, 3, 4 — metabазальты; 5—7 — вороньтундровская свита: 5 — метаандезиты, 6 — метариолиты, 7 — гранат-биотитовые сланцы; 8, 9 — червуртская свита: 8 — гранат-биотитовые и 9 — гранат-ставролит-андалузитовые сланцы; 10 — гранат-биотит-ставролитовые сланцы ловозерской свиты; *n* — число проб, где определены макроэлементы (первая цифра) и микроэлементы (вторая). В пробе 5 все железо показано как F₂O₃. Здесь и далее в аналогичных таблицах оксиды — мас. %; элементы — г/т; не опр. — не определялось.

типа пересекаются плагиомикроклиновыми гранитами и мусковитовыми пегматитами, а в северо-западной части, где развит метаморфизм низких давлений, — жилами редкометалльных пегматитов.

Состав ведущих разновидностей метаморфических пород и гранитов пояса приведен в табл. 2.1. Редкоэлементная характеристика метавулканитов и метапелитов не отличается от средних значений для ультрабазитов и вулканитов толеитового ряда и сланцев. Только в метаандезитах вороньтундровской свиты повышены содержания цезия.

2.1.2. УКРАИНСКИЙ ЩИТ. ПРИАЗОВСКАЯ ОБЛАСТЬ

Большинство редкометалльных пегматитовых полей на Украинском щите Русской платформы сосредоточено в Приазовской области, представляющей сложное сочетание гранулитогнейсовых и гранит-зеленокаменных комплексов. В ее пределах выделяется три тектонических блока (Западно-, Центральнo- и Восточно-Приазовский), ограниченных системами глубинных разломов [Шавло и др., 1984].

Западно- и Центрально-Приазовский блоки сложены породами одноименных серий архейского и нижнепротерозойского возраста, соответственно представленными амфиболитами, биотит-амфибол-пироксеновыми и глиноземистыми гнейсами, кальцифирами, куммингтонитовыми кварцитами и мигматитами гранулитовой и амфиболитовой фаций с диафторезом в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В частности, пегматиты Елисеевского и Родионовского полей секут амфиболиты, метаультрабазиты, двуслюдяные сланцы и граниты, регрессивно метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и частично зеленосланцевой фаций. Основные сланцы по петрогеохимическим особенностям реставрируются как коматииты и толеитовые базальты [Данилович и др., 1983]. Породы центральноприазовской серии слагают синклинальные структуры и по характеру разреза относятся к гранит-зеленокаменным поясам. Блоки разбиты многочисленными разломами, с активизацией которых связаны как регрессивные изменения толщ, так и внедрение гранитов приазовского комплекса, интенсивно калишпатизированных, альбитизированных, грейзенизированных и несущих редкометалльную минерализацию. Сопровождающие их редкометалльные пегматиты локализованы в узлах пересечения разломов и имеют нижнепротерозойский возраст.

Восточно-Приазовский блок отличается широким развитием позднепротерозойских граносиенитов, которые прорывают гнейсы, мигматиты и гранитоиды нижнепротерозойского возраста и сопровождаются пегматитами с редкометалльно-редкоземельной специализацией.

Полиметаморфизм пород Приазовского блока синхронен с архейской и нижнепротерозойской складчатостью [Метаморфизм..., 1982]. В южной части блока широко распространены реликтовые парагенезисы гранулитовой фации метаморфизма архейского возраста, лучше всего сохранившиеся в основных сланцах. Второй этап метаморфизма развит очень широко и проявился в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций андалузит-силлиманитового типа. Он сопровождался интенсивной мигматизацией пород. Определение условий метаморфизма с помощью различных геотермобарометров дает для этапа гранулитового метаморфизма заниженные оценки температур (670—690 °С) и сравнительно высокие — давлений (6,8—7 кбар). Условия второго этапа метаморфизма, после которого формировались редкометалльные пегматиты: $T = 650—440^{\circ}$ и $P = 4,6—4,8$ кбар для амфиболитовой и 1,7—3,9 кбар для эпидот-амфиболитовой фации [Метаморфизм..., 1982]. При рассмотрении истории становления Приазовского блока с позиций тектоники плит предполагается, что именно в это время (около 2 млрд лет назад) произошли закрытие океана и столкновение эпиархейских континентов: на пассивную окраину Приднепровского континента были надвинуты образования активной континентальной окраины Приазовского микроконтинента [Глевасский, 1983]. Эта модель позволяет объяснить несогласные соотношения блоков, различную их активность в протерозое, особенности их металлогении.

Наиболее перспективными на редкометалльное оруденение оказываются пегматиты, приуроченные к узлам сопряжения разломов, секущих синклинальные структуры высоких порядков, что характерно для Центрального Приазовья. "Пегматитовые поля с редкометалльной минерализацией пространственно приурочены к участкам развития пород основного и ультраосновного состава. Наиболее мощные минерализованные тела пегматитов расположены среди метаультрабазитов" [Шавло и др., 1984, с. 210].

2.1.3. КРАЕВОЙ ВЫСТУП СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Урикско-Ийский грабен

Урикско-Ийский грабен — типичный представитель троговых структур в южном краевом выступе Сибирской платформы, и именно в нем размещаются месторождения редкометалльных пегматитов. Грабен ограничен зонами глубинных разломов, отходящих от краевого шва — Главного Саянского разлома. Борты грабена сложены мангатгольской (юго-западный борт) и китойской (северо-восточный борт) сериями верхнего архея — нижнего протерозоя, принадлежащими к единой глиноземистой формации и хорошо сопоставимыми в разрезах [Широбоков, Сезько, 1979]. Сам грабен выполнен осадочно-эффузивной сублукской серией нижнего протерозоя, состоящей снизу вверх из шаблыкской, большереченской, далдарминской, урикской и ермосохинской свит [Абрамович и др., 1970]. Абсолютные датировки прорывающих их гранитов саянского комплекса 1800—2000 млн лет [Раннедокембрийские гранитоидные формации..., 1975]. В то же время некоторые авторы считают возраст толщи рифейским.

Нижняя шаблыкская свита почти нацело сложена порфиритами и туфами основного состава. В большереченской преобладают граувакки, на долю метавулканитов приходится около 20 %. Далдарминская и урикская свиты состоят в основном из полимиктовых песчаников, углистых алевролитов с субсогласными телами ортоамфиболитов и редкими прослоями известняков и доломитов. Верхняя ермосохинская свита отличается преобладанием грубообломочных фаций и обилием основных эффузивов. Общая мощность серии одними авторами оценивается в 10—15, другими — в 20 км.

В структурном плане Урикско-Ийский грабен представляет сложную систему блоков, отражающих строение фундамента, но в целом имеет асимметричное синклинорное строение. Породы сублукской серии смяты в крутые изоклинальные складки северо-западного простирания. Пегматитовые поля, как правило, приурочены к приподнятым блокам грабена.

Метаморфизм пород резко различается в бортах и в породах грабена (рис. 2.3). Мангатгольская и китойская серии метаморфизованы в условиях кордиерит-силлиманит-калишпатовой субфации гранулитовой фации, тогда как основная часть пород грабена метаморфизована в условиях серицит-хлоритовой и хлорит-биотитовой субфаций зеленосланцевой фации при температурах 350—450 °С. Лишь в южной части грабена, вблизи Саянского разлома и в пределах пегматитовых полей Гольцовое и Студенческое, степень метаморфизма возрастает до амфиболитовой фации. Вокруг гранитных массивов саянского комплекса также появляются гранат, ставролит и андалузит. Региональный метаморфизм зеленосланцевой фации проявился в период складчатости, о чем свидетельствует повышение его степени с ростом интенсивности дислокаций, а внедрение гранитных интрузий сопровождалось контактовым метаморфизмом вмещающих сланцев. По мощностям перекрывающих пород давление нагрузки могло варьировать от 3 до 6 кбар. Судя по тому, что железистость хлоритов, биотитов и пород в целом близка, метаморфизм должен быть отнесен к типу низких давлений [Петров, Макрыгина, 1975]. Контактный метаморфизм вблизи гранитов относится к андалузит-силлиманитовому типу низких давлений.

В нижних частях разреза среди основных эффузивов Ф.В. Кузнецова [1983] обнаружила коматииты с реликтами спиннифекс-структур, с высоким содержанием магния (15—35 %), хрома (1500—2800 г/т), никеля (600—800 г/т), $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1$ и низкими для этого класса пород концентрациями

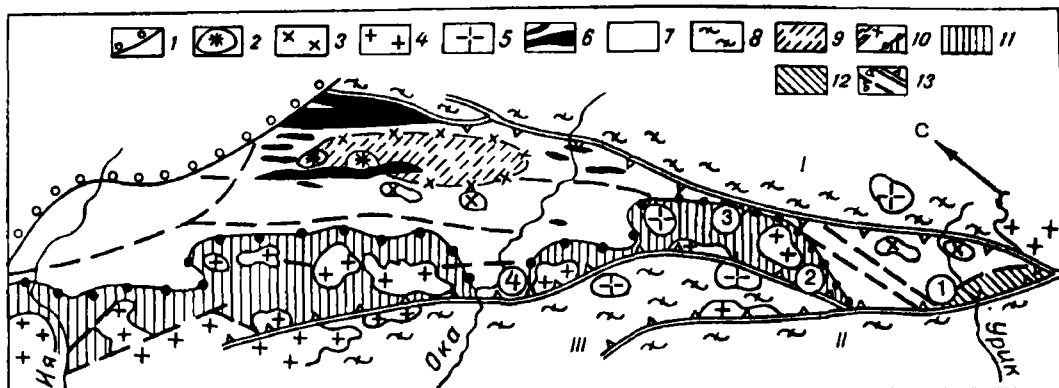


Рис. 2.3. Схема геологического строения [Абрамович, 1970] и метаморфизм [Сизых, 1982, с добавлениями автора] Урикско-Ийского грабена.

1 — отложения чехла Сибирской платформы; 2 — массивы щелочных пород; 3–5 — гранитоидные комплексы: 3 — игнокский, 4 — саянский, 5 — гуникский; 6 — ультраосновные—основные метапороды; 7 — метапороды сублукской серии; 8 — гранитогнейсы и кристаллические сланцы бортов грабена (I — китойской, II — слюдянской и III — мангатольской серий); 9–12 — зоны метаморфизма: 9 — серицит-хлоритовая, 10 — биотит-хлоритовая, 11 — андалузит-гранат-биотитовая с кордиеритом, 12 — амфиболитовая фация; 13 — разломы (a — крупные, б — мелкие). Цифры в кружках — месторождения редкометалльных пегматитов: 1 — Урикское, 2 — Белореченское, 3 — Гольцовое, 4 — Малая Речка.

калия и титана. В средней части сублукской серии метабазалты становятся более железистыми и глиноземистыми. Такая смена химизма основных вулканитов вверх по разрезу характерна для зеленокаменных поясов. Отмечающиеся в толще кислые ортоплаггиогнейсы [Поля..., 1976] могут быть признаками наличия бимодального вулканизма. Пара- и ортоамфиболиты на классификационных диаграммах попадают в поле толеитовых базальтов. Параамфиболиты отличаются более высоким содержанием SiO_2 , Al_2O_3 , В, H_2O и щелочей, пониженным CaO , FeO , что свидетельствует о примеси терригенного материала.

Метатерригенные породы далдарминской и большереченской свит по составу близки к средним сланцам и между собой (табл. 2.2) и реставрируются как граувакковые песчаники — иллитовые глины [Макрыгина, 1984]. Концентрации элементов-примесей в метатерригенных породах находятся на уровне кларковых величин для глин, но превышают средние значения для песчаников типичных зеленокаменных поясов, особенно по содержаниям Rb и Cs [Condie et al., 1970]. Концентрации Ba и Sr коррелируют с уровнями содержаний K и Ca. Параамфиболиты сходны по количествам Ba и Sr с метапесчаниками, а ортоамфиболиты характеризуются низкими значениями этих элементов. Подобные соотношения Ba и Sr в базальтах и габброидах редки и встречаются иногда в островодужных базальтах. Пара- и ортоамфиболиты имеют пониженные содержания элементов группы железа, особенно Ni и Cr, что также является геохимической спецификой островодужных толеитов и ферробазальтов океанических островов, к которым сублукские амфиболиты близки и по концентрациям РЗЭ (табл. 2.2, рис. 2.4). Сравнение спектров РЗЭ для ортоамфиболитов, метапесчаников и сланцев показывает, что часть метапесчаников имеет вулканогенный источник материала (см. рис. 2.4). Подобие распределения РЗЭ в сланцах грабена и гранитах со снижением суммы РЗЭ в последних свидетельствует о возможности образования гранитных расплавов из материала терригенных пород грабена. По содержаниям Zr, Hf, Nb и Ta метапесчаники находятся на уровне кларков. В амфиболитах

Таблица 2.2

Средний состав метаморфических пород сублукской серии Урикско-Ийского грабена [Макрыгина, 1984]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	13	2	6	6	2	4	17
SiO ₂	61,90	61,80	66,54	66,49	57,68	49,99	48,34
TiO ₂	0,96	1,21	1,22	0,72	0,85	2,04	2,32
Al ₂ O ₃	17,16	14,60	12,80	14,27	17,25	13,95	13,85
Fe ₂ O ₃	1,39	1,67	1,72	0,99	1,51	2,88	3,57
FeO	6,65	8,80	7,20	5,96	7,72	11,87	12,84
MnO	0,06	0,08	0,08	0,06	0,15	0,25	0,22
MgO	2,49	2,97	2,41	1,81	5,14	4,68	5,48
CaO	1,02	0,65	1,55	1,70	1,79	8,74	10,20
Na ₂ O	1,51	1,65	2,08	2,14	2,16	2,85	1,35
K ₂ O	3,50	3,98	1,95	3,06	3,21	0,57	0,22
P ₂ O ₅	0,09	0,07	0,08	0,08	0,06	0,21	0,24
Li	91	46	54	80	30	12	17
Rb	147	185	89	141	167	20	10
Cs	16	20	4	11	3	4	4
Ba	485	600	268	587	590	215	210
Sr	103	120	173	198	155	165	107
Pb	24	18	25	26	25	8,5	5,7
Sn	7,5	7,8	6,1	9,6	6,4	3,5	3,5
Be	1,6	1,4	1,5	1,5	1,5	0,6	0,6
Zn	101	96	96	101	78	104	134
Co	16	27	24	19	15	36	Не опр.
Ni	61	64	58	59	60	40	»
Cr	94	92	100	95	110	38	»
V	129	210	217	127	100	360	»
Sc	30	32	32	26	30	33	»
La	45	27	26	49	44	17	»
Ce	91	68	72	86	75	55	»
Nd	36	24	37	40	33	35	»
Yb	4,9	5	4,1	6,3	3,4	4,7	»
Y	32	29	29	57	30	51	»
Nb	11,8	13	9,8	14,1	Не опр.	Не опр.	7,6
Ta	0,9	Не опр.	Не опр.	0,7	»	»	0,6
Zr	230	350	293	255	»	»	147
Hf	4,4	6,6	4,3	4,7	»	»	3,1
F	430	900	600	1000	800	100	Не опр.
B	49	28	29	54	68	11	11

Примечание. 1–6 – далдарминская свита: 1 – углистые метapelиты (среднее по трем метаморфическим зонам); 2–4 – углистые метapесчаники в зонах метаморфизма (2 – серицит-хлоритовая, 3 – гранат-биотитовая, 4 – андалузит-ставролитовая); 5 – параамфиболиты; 6 – ортоамфиболиты; 7 – Малая речка, большереченская свита, амфиболиты (данные В.М. Макагона). *n* – здесь и далее в табл. – число проб.

их концентрации ниже, чем в базальтах океанических островов, но выше, чем в других типах базальтов.

По особенностям структур, составу, низкой степени зрелости и характеру метаморфизма метаосадки Урикско-Ийского грабена сопоставимы с граувакковыми толщами древних зеленокаменных поясов [Condie et al., 1970]. Геохимия редких элементов в них также близка грауваккам серии Фиг-Три системы Свазиленд в Южной Африке, отличаясь лишь низкими содержаниями

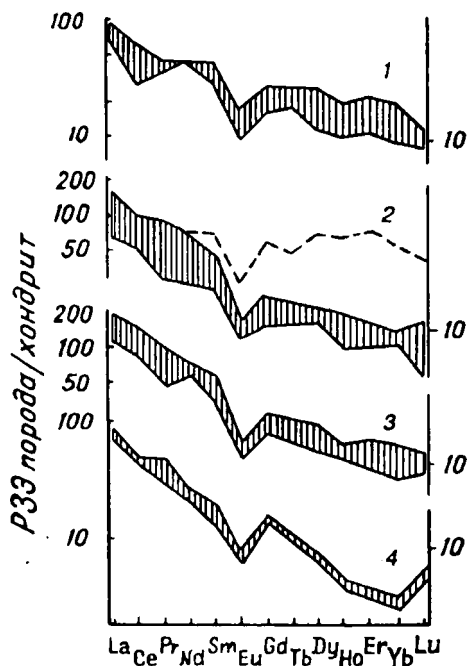


Рис. 2.4. Распределение РЗЭ в породах Урикско-Ийского грабена [Макрыгина, 1984]. 1 — ортоамфиболиты; 2 — биотит-хлоритовые метапесчаники; 3 — биотит-хлоритовые сланцы; 4 — гранитоиды саянского комплекса.

Ni и Cr и повышенными — Rb и Cs. Эволюция состава метавулканитов от высокомагнезиальных до железистых разновидностей с уменьшением их количества вверх по разрезу и увеличением доли все более грубообломочных и менее зрелых осадков также характерна для зеленокаменных поясов. По преобладанию в разрезе осадков над вулканогенным материалом эту структуру можно отнести ко вторичным зеленокаменным поясам по А. Гликсону [1980].

Метаморфическая толща прорвана многочисленными телами гранитоидов, основная масса которых тяготеет к юго-западному борту грабена. Среди них выделяют несколько комплексов: известково-щелочной саянский и более поздние субщелочные игнокский, шумихинский и гуникский. Гранитоиды саянского комплекса имеют широкий спектр фациальных разновидностей — от габбродиоритов до двуслюдяных гранитов. С ними связаны нередко зональные относительно массивов поля пегматитов от калишпатовых безрудных до альбитизированных с редкометалльной минерализацией. Глубокая дифференцированность комплекса, его пегматитовых и постмагматических проявлений свидетельствует о высоких энергетических запасах исходной магмы и длительной ее эволюции при перемещении в верхний структурный ярус, что подтверждает возможность интенсивного контактового воздействия на более холодные вмещающие сланцы.

Тагул-Туманшетская подвижная зона

К северо-западу от Урикско-Ийского грабена в пределах Бирюсинско-Тагульского горста расположена Тагул-Туманшетская подвижная зона, в которой выделяются Елашский грабен, Большереченская грабен-синклиналь и Туманшетский грабен [Брынцев, 1994]. Первые две структуры рассматриваются как фрагменты единого тагульского прогиба. В их разрезах с северо-востока на юго-запад устанавливается смена существенно вулканогенных толщ сублукской серии вулканогенно-осадочными и осадочными. Еще далее к юго-западу обнажаются карбонатно-терригенные субплатформенные отложения Туманшетского прогиба.

Елашский грабен, в котором расположены Вишняковское и Александровское поля редкометалльных пегматитов, выполнен осадочно-вулканогенной толщей сублукской серии. Его длина около 30 км, максимальная ширина достигает 10 км. Грабен ограничен разломами, падающими к его центру под углом 75—80°. В этой структуре сублукская серия подразделяется на часовенскую и мальцевскую свиты. Первая является существенно вулканогенной с преобладанием metabазальтов, вторая характеризуется фациальной невыдержанностью с переходом по латерали от терригенного типа разреза к существ-

венно вулканогенному. В разрезе часовенской свиты нижняя пачка метасаммитов мощностью 750 м перекрывается мощной пачкой метабазальтоидов (3—3,5 км). Завершает разрез пачка метагравелитов, метапесчаников и слюдястых сланцев, неполная мощность которых 540 м. Среди метабазальтоидов отмечаются эффузивы и субвулканические образования. В центральной и юго-восточной частях Елашского грабена выделяется Центральная синклиналь, в осевой части которой моделированием гравитационного поля выявлена мощность ортоамфиболитов около 3 км.

В мальцевской свите терригенный тип разреза представлен в основном метапесчаниками, метаалевролитами, филлитовидными сланцами, слюдястыми микросланцами (1,3—1,4 км). В вулканогенном типе разреза преобладают метаморфизованные эффузивы основного и кислого составов, их туфы и туффиты (около 2 км). Метабазальты часовенской свиты и их субвулканические аналоги близки по составу базальтам зеленокаменных поясов нижнего протерозоя, отличаясь повышенной железистостью и низкой окисленностью железа [Брынцев, 1994].

Метаморфизм пород сублукской серии соответствует зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям андалузит-силлиманитового типа. Для ортоамфиболитов часовенской свиты характерен парагенезис роговой обманки, андезина (N 32—34) с эпидотом, изредка с кварцем. На регрессивной стадии развиваются актинолит, альбит-олигоклаз, биотит, хлорит. В метапелитах можно выделить биотитовую и гранатовую метаморфические зоны. Наиболее высокотемпературный парагенезис в них андалузит + биотит + альмандин + олигоклаз + кварц. В мальцевской свите наблюдаются хлорит-серицитовая и биотитовая зоны зеленосланцевой серии.

Елашский грабен характеризуется широким развитием гранитов саянского комплекса и редкометалльных пегматитов, тогда как в туманшетском грабене Мальханский массив лейкогранитов не сопровождается пегматитами.

2.1.4. КАНАДСКО-ГРЕНЛАНДСКИЙ ШИТ

Главные провинции редкометалльных пегматитов Североамериканского континента располагаются в пределах Канадско-Гренландского щита, в его южной части и в районе Северо-Западных территорий Канады. В южной части щита выступы фундамента объединяются в Южно-Канадский пояс. Он представляет собой чередование субширотных гранулитогнейсовых областей и разделяющих их зеленокаменных поясов. В районе Северо-Западных территорий также выделяется несколько зеленокаменных поясов (рис. 2.5). Наиболее известные провинции редкометалльных пегматитов — Абитиби, Виннипег-Нипигон, Йеллоунайф, Флин-Флон — расположены в зеленокаменных поясах.

Гранулитогнейсовые области, разделяющие зеленокаменные пояса (например, суперпояс Инглиш-Ривер), сложены метавулканогенно-осадочными архейскими толщами: основными кристаллическими сланцами, гнейсами с гранатом, кордиеритом или силлиманитом, метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Широко развита мигматизация пород, с формированием гранито-гнейсовых куполов, полей гнейсовидных кварцевых диоритов, тоналитов, трондьемитов. Они интродуцированы гранитами возрастом 2650—2660 млн лет.

Зеленокаменный пояс провинции Виннипег-Нипигон

В западной части суперпояса Инглиш-Ривер между гранито-гнейсовыми (“ба-толитовыми” и др. [Cerný et al., 1981]) поясами Виннипег-Ривер на юге и

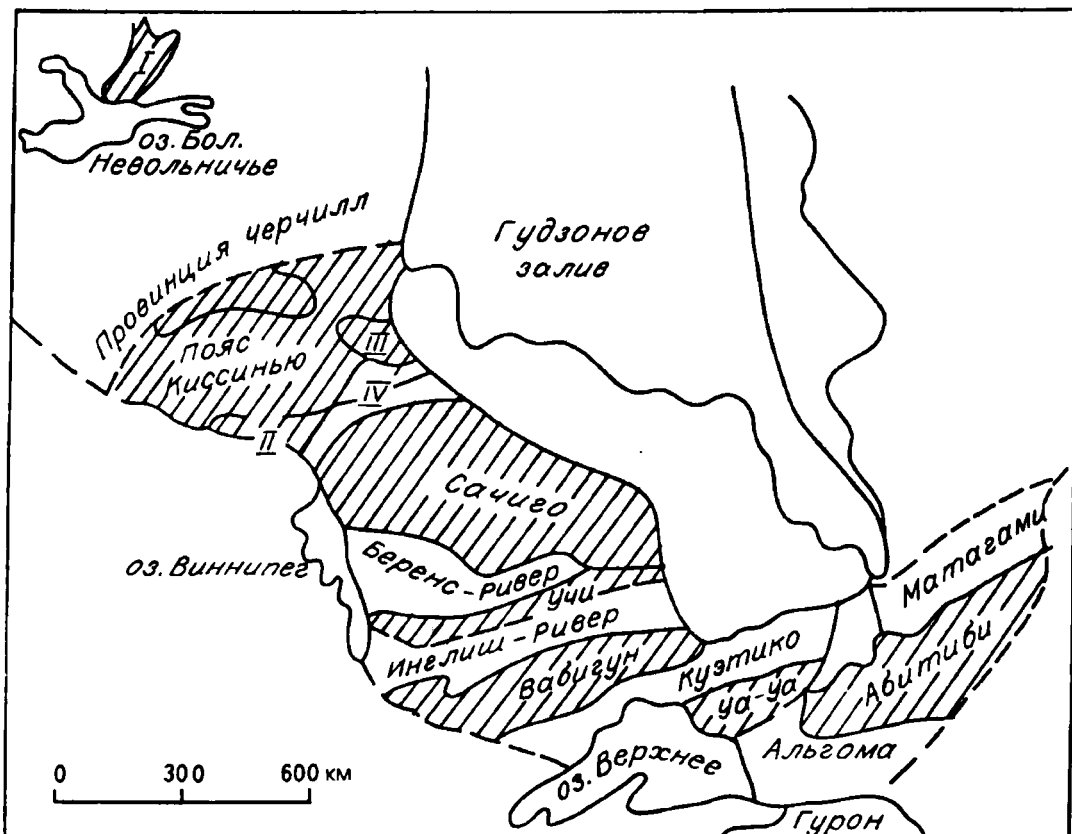


Рис. 2.5. Схема расположения главных структурных зон провинции Сьюперior, Канадско-Гренландский щит [Douglas, 1973].

— Йеллоунайф; II — Флин-Флон; III — Лин-Лейк; IV — Пикунтоной; заштрихованы зеленокаменные пояса.

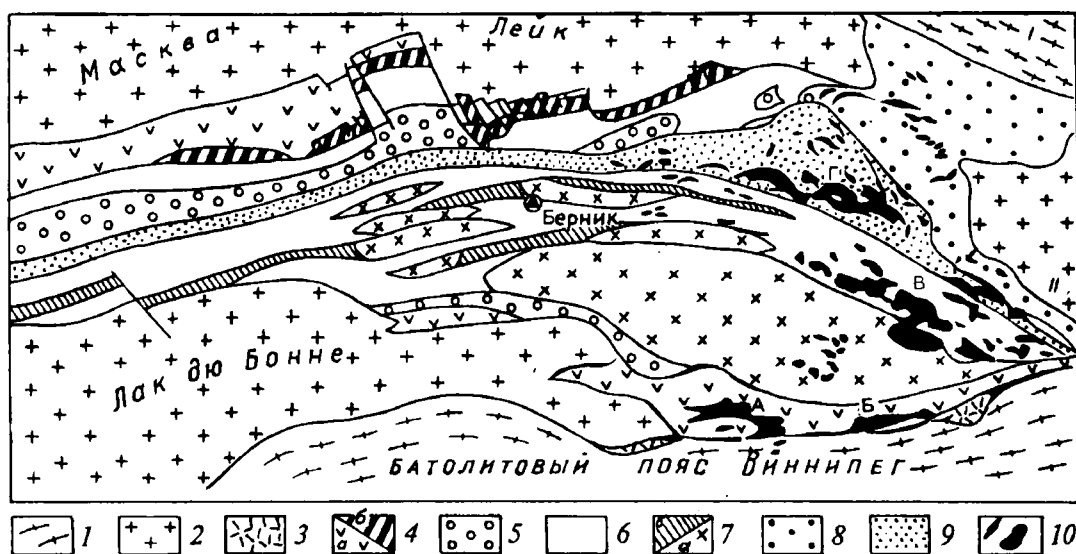


Рис. 2.6. Геологическое строение зеленокаменного пояса Бэрд-Ривер [Сегнү et al., 1981].

— гранитогнейсовые пояса (1 — Манитотаган); 2 — комплекс диоритов—гранитов Грит-Фоллс II — батолит Марьяна-Лейк), 3—6 — формации: 3 — Игленест-Лейк, 4 — Лампри-Фоллс а — метабазалты, б — габбро и дуниты), 5 — Петерсон-Крик, 6 — Берник-Лейк; 7 — комплексы (а — диоритов, б — метабазалтов-дацитов); 8,9 — формации: 8 — Фландерс-Лейк, — Бустер-Лейк; 10 — пегматоидные граниты (А — Грир-Лейк, Б — Игленест-Лейк, В — Тин-Лейк, Г — Бустер-Лейк).

Состав метаморфических пород зеленокаменного пояса Бэрд-Ривер [Černý et al., 1981]

Компонент	72-112	BRGB5	75-237	75-578	75-8-1	BRGB2	BRGB7	PG420	111
SiO ₂	50,35	77,15	78,60	49,45	68,90	61,40	70,35	64,85	49,30
TiO ₂	0,97	0,02	0,06	0,70	1,37	0,58	0,34	0,56	0,77
Al ₂ O ₃	15,10	12,88	11,50	15,60	13,50	17,04	14,91	16,37	14,70
Fe ₂ O ₃	1,85	0,48	0,22	1,74	0,47	1,40	0,54	1,65	1,53
FeO	10,85	0,40	0,08	9,14	3,90	3,64	2,76	3,93	11,00
MnO	0,16	0,02	0,01	0,19	0,12	0,10	0,06	0,07	0,20
MgO	6,63	0,32	0,11	8,33	1,48	3,00	1,15	2,24	8,09
CaO	9,96	0,22	0,06	11,80	5,24	4,95	2,33	1,29	11,09
Na ₂ O	2,87	2,95	0,20	1,57	3,34	3,23	3,90	1,96	1,75
K ₂ O	0,22	4,89	8,19	0,13	0,41	1,93	2,20	4,02	0,13
P ₂ O ₅	0,09	0,01	0,08	0,06	0,21	0,22	0,07	0,17	0,05
CO ₂	0,20	0,13	0,04	0,17	0,36	0,02	0,64	0,77	0,15
H ₂ O	0,68	0,65	0,80	1,20	0,53	0,92	0,98	2,10	1,35
S	0,04	He опр.	He опр.	0,02	0,07	He опр.	He опр.	He опр.	0,20
CoO	0,01	»	»	He опр.	He опр.	»	»	»	0,01
NiO	0,01	»	»	0,02	»	»	»	»	0,02
Cr ₂ O ₃	0,04	»	»	0,07	0,02	»	»	»	0,03
С у м м а...	100,05	100,11	99,74	100,18	99,92	98,43	99,05	100,28	100,02
Li	He опр.	19	15	He опр.	He опр.	40	24	48	He опр.
Rb	»	243	215	»	»	78	54	105	»
Cs	»	2,9	0,9	»	»	1,9	0,4	3,0	»
Ba	»	He обн.	529	»	»	1254	658	He опр.	»
Sr	»	13	27	»	»	620	370	150	»
Pb	»	17	4	»	»	He обн.	9	4	»
Sn	»	9	He обн.	»	»	5	3	He опр.	»
Be	»	1,9	»	»	»	1,2	0,9	1,3	»
Zr	»	121	109	»	»	209	174	He опр.	»
Hf	»	6	4,9	»	»	6,2	3,8	»	»
Th	»	30	36	»	»	He обн.	3	»	»
U	»	He обн.	22	»	»	»	He обн.	»	»

Примечание. Формация Лампри-Фолс: 72-112 — метабазацит, Петерсон-Крик: BRGB5 — риолит, 75-237 — гупф, Берник-Лейк: 75-578 — метабазацит, 75-8-1 — метадацит, Фландерс-Лейк: BRGB2 — лититовый аренил, Бустер-Лейк: BRGB7 — метаграувакка, PG420 — метаталит, 111 — габбро.

Маниготаган на северо-востоке в пределах провинции Виннипег-Ниппигон расположен небольшой зеленокаменный пояс Бэрд-Ривер, известный крупнейшим месторождением редкометалльных пегматитов комплексного типа Берник-Лейк (Танко). Оно входит в состав пегматитового пояса Кэт-Лейк — Виннипег-Ривер. Наиболее полное описание зеленокаменного пояса приведено в уже цитированной монографии П. Черны и др. [Černý et al., 1981].

Зеленокаменный пояс Бэрд-Ривер выполнен метаосадочно-вулканогенной толщей группы Рас-Лейк, слагающей синклинорную структуру, осложненную крупными тектоническими нарушениями (рис. 2.6). Группа подразделяется на шесть формаций (свит). В основании пояса залегают тонко- и грубообломочные породы (с обломками основных вулканитов) свиты Игленест-Лейк. Они обнажаются только в южной части пояса, где по крупному разлому граничат с мигматитами пояса Виннипег-Ривер. Лежащая выше формация Лампри-Фолс представлена метатолитами (пиллоу-лавами), состав которых приве-

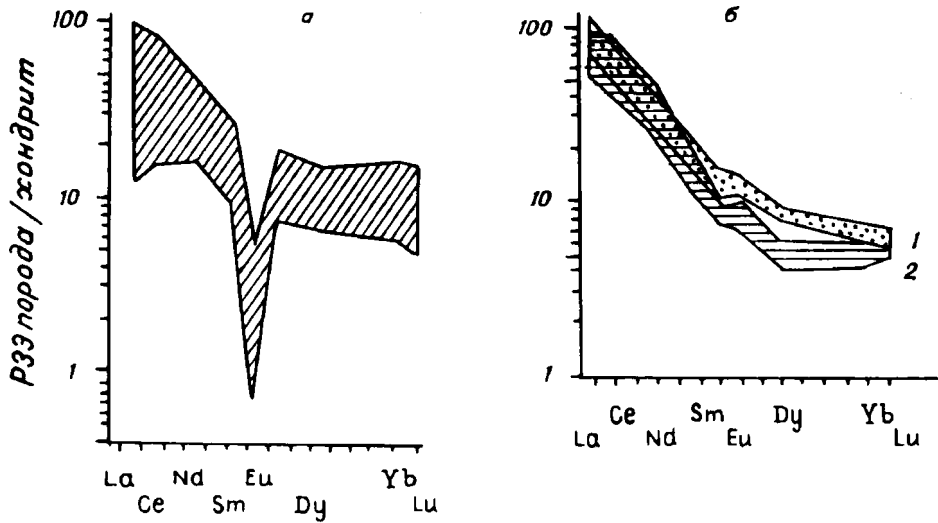


Рис. 2.7. Нормированное распределение РЗЭ в породах пояса Бэрд-Ривер. *а* — метариолиты формации Петерсон-Крик; *б* — метаосадки формаций Фландерс- и Бустер-Лейк; 1 — метапелиты; 2 — метапсаммиты.

ден в табл. 2.3, а также небольшим количеством туфов и ультрабазит-габбро-анортозитовым синвулканическим комплексом. Последний состоит из серпентинизированных дунитов, переслаивающихся с лерцолитами, плагио- и хромитовыми перидотитами, габбро и анортозитами. Контакты этой формации с гранитоидами и мигматитами обрамления пояса и с вышележащей формацией тектонические.

К следующей формации Петерсон-Крик отнесены метариолиты и кислые туфы высококремнистого и высококалиевого составов (см. табл. 2.3). Форма спектра РЗЭ в метариолитах свидетельствует о высокой степени дифференциации расплава (рис. 2.7, *а*). Второй вулканический цикл выделен в формацию Берник-Лейк. Состав вулкаников меняется от метабазальтов и андезитов до метадацитов и риолитов. Базальты также относятся к толеитам, а метадациты имеют натриевый профиль (см. табл. 2.3). Из микроэлементов приведены содержания только Ni и Cr, которые варьируют соответственно от 80 до 240 и от 480 до 1400 г/т, что более характерно для океанических толеитов, чем островодужных. Об этом же свидетельствует низкое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7015 \pm 0,0015$ [Penner, Clark, 1971]. Метавулканики сохраняют текстуры пиллоу-лав, сопровождаются гялокластитами и переслаиваются с метаконгломератами и сланцами. С вулканиками Берник-Лейк также ассоциирует железистая формация.

Обе верхние формации имеют существенно метаосадочный состав. Метаконгломераты и арены формации Фландерс-Лейк несогласно залегают на породах формаций Берник-Лейк и Петерсон-Крик, хотя их складчатость отражает те же два этапа деформаций, что и в нижележащих формациях. В метатурбидитах и сланцах формации Бустер-Лейк отмечаются деформации только позднего цикла. Составы наиболее распространенных пород этих формаций отвечают умеренно глиноземистым метапсаммитам — метапелитам (см. табл. 2.3), чему соответствует и распределение в них РЗЭ (рис. 2.7, *б*).

П. Черны с соавторами выделяют в толще зеленокаменного пояса Бэрд-Ривер три этапа деформаций и метаморфизма. Ранний этап M_1 проявлен в гнейсо-мигматитовом комплексе Маниготаган, где он достигает силлиманит-кордиерит-ортотлазовой субфации гранулит-роговообманковой фации (рис. 2.8).

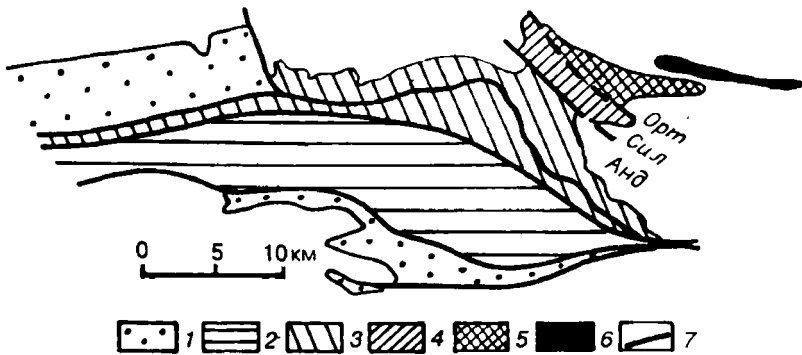


Рис. 2.8. Карта метаморфических фаций пояса Бэрд-Ривер.

1—5 — зоны метаморфизма: 1 — альбит-хлорит-биотит-актинолитовая, 2 — андалузит-плагиоклаз-хлорит-биотитовая, 3 — андалузит-кордиерит-мусковитовая, 4 — силлиманит-кордиерит-мусковитовая, 5 — силлиманит-кордиерит-ортоклазовая; 6 — ортопироксен-амфиболовая субфация гранулитовой фации; 7 — разломы.

В пяти нижних формациях зеленокаменного пояса проявлены два этапа деформаций, но четко выявляется лишь метаморфизм, наложенный на структуры второго этапа деформаций (M_2). Он зонален, степень его повышается от периферической к центральной части пояса и вдоль последней на северо-восток (рис. 2.9). Наиболее низкая степень метаморфизма характерна для основных пород формации Лампри-Фоллс, превращенных в серпентиниты и хлорит-альбитовые сланцы. Породы формаций Берник-Лейк и Петерсон-Крик в южной части пояса метаморфизованы в условиях андалузит-хлорит-биотитовой субфации зеленых сланцев. К северу по направлению к гранито-гнейсам пояса Маниготаган метаморфизм пород всех пяти формаций постепенно нарастает до андалузит-кордиерит-мусковитовой, силлиманит-кордиерит-мусковитовой и силлиманит-ортоклазовой субфаций амфиболитовой фации. В результате этого метаморфическое несогласие с обрамлением не проявлено. С гранитогнейсовым поясом Виннипег по тектоническому шву контактируют зеленокаменные породы формации Лампри-Фоллс — здесь метаморфическое несогласие налицо. Многие метаморфические границы в поясе Бэрд-Ривер совпадают с зонами разломов и, возможно, отдельные из них в период метаморфизма M_2 служили проводниками теплопотока, что и обусловило конфигурацию термальных зон метаморфического комплекса. Об этом же свидетельствует независимость степени метаморфизма пород от положения формации в разрезе.

Гранитоиды пояса и его обрамления разделяются на ряд комплексов, три из них — допегматитовые. Это синвулканические силлы, состав которых меняется от габбро и диоритов до гранитов, испытавшие складчатость и метаморфизм вместе с вулканитами и осадками Берник-Лейк. Они отличаются от гранитов остальных комплексов натриевым профилем и очень узким интервалом значений $\delta^{18}\text{O}$ (табл. 2.4). Следующие два диорит-гранитных комплекса имеют сложные взаимоотношения. Первый приурочен к гранито-гнейсовым поясам обрамления, а второй (Грит-Фоллс) залегает в зеленокаменном поясе. Последний представлен тремя крупными массивами: Масква-Лейк, Марьяна-Лейк и Лак-дю-Бонне (см. рис. 2.6). Преобладают два типа пород: кварцевые диориты и рвушие их биотитовые граниты. Значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для этих массивов очень низки: $0,7014 \pm 0,0021$ и $0,6998 \pm 0,0032$ соответственно.

П. Черны с соавторами считают внедрение гранитоидов комплекса Грит-Фоллс синтектоническим, одновременным со вторым этапом деформаций и

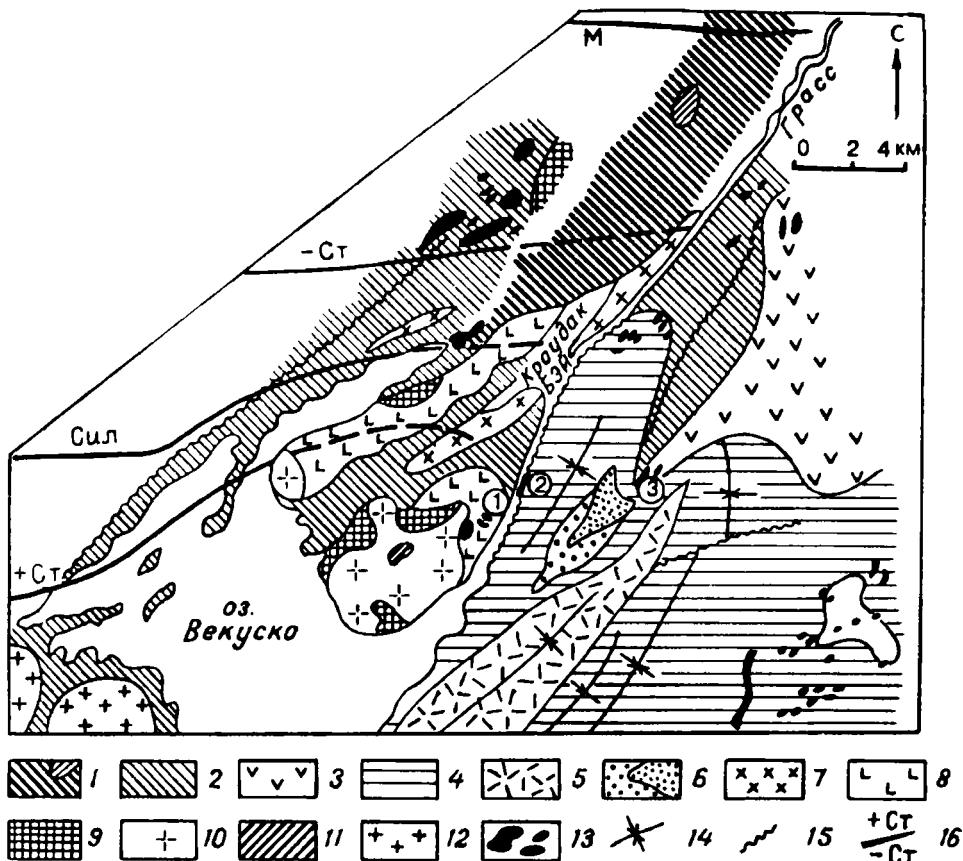


Рис. 2.9. Геологическое строение северо-восточной части зеленокаменного пояса Флин-Флон [Froese, Gasparini, 1975].

1—3 — группа Амиск: 1 — основные кристаллосланцы, силлиманит-кордиеритовые гнейсы с гранитогнейсовым куполом Кроудак, 2 — гранат-биотитовые сланцы (метаграувакки, метапелиты), 3 — метавулканыты; 4—13 — группа Мисси: 4 — конгломераты, метаграувакки, 5 — кислые метавулканыты, 6 — кварциты, метапесчаники; 7 — габбродиориты, 8 — габбро, 9 — диориты, 10 — гранодиориты, 11 — двуслюдяные граниты, 12 — биотитовые граниты Векуско, 13 — пегматоидные граниты и пегматиты; 14 — оси складок; 15 — разломы; 16 — изограды появления (+ Ст) и исчезновения (- Ст) ставролита, силлиманита (Сил) и начала анатексиса (М). Цифры в кружках — месторождения сподуменовых пегматитов: 1 — Шеррит-Гордон, 2 — Виолет-Томпсон, 3 — Грин-Бэй.

метаморфизма. Однако тектонические контакты с наиболее низко метаморфизованными сланцами зеленокаменного пояса и постепенные переходы пород массива Лак-дю-Бонне в гранитогнейсы пояса Виннипег свидетельствуют о более раннем их образовании. По составу и особенностям распределения редких элементов гранитоиды комплекса также имеют большое сходство с мигматитами и гранитами гранитогнейсовых поясов (первого диорит-гранитного комплекса) [Černý et al... 1981] (см. табл. 2.4).

Наиболее поздним интрузивным комплексом, рвущим породы зеленокаменного пояса Бэрд-Ривер, являются пегматоидные граниты. Они образуют массу мелких и средней величины тел в восточной части пояса (см. рис. 2.6). С этими гранитами пространственно связаны пегматитовые поля с редкометалльной минерализацией. Наиболее крупные гранитные тела тяготеют к нарушениям, приведшим к чешуйчатому строению пояса. Массивы Грир-Лейк и Игленест-Лейк расположены в metabазальтах формации Лампри-Фоллс вблизи тектонического шва с поясом Виннипег. Массив Тин-Лейк прорывает метаконгломераты и сланцы формации Берник-Лейк, а на границе последних с Бустер-Лейк в метатурбидиты внедрилось тело пегматоидных гранитов

Состав гранитоидов зеленокаменного пояса Бэрд Ривер и его обрамления [Сегнү et al., 1981]

Компонент	PG-96	PG-61	PG-145	PG-150	SR-95	75-738	GL1003	TNL31
SiO ₂	72,05	68,15	75,25	72,10	76,30	74,75	75,30	77,10
TiO ₂	0,10	0,44	0,06	0,23	0,10	0,42	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	15,03	15,36	13,05	13,45	12,10	12,76	14,30	12,28
Fe ₂ O ₃	0,65	1,14	0,75	1,37	0,96	1,31	0,86	0,31
FeO	0,68	2,44	0,46	1,30	0,76	1,52	0,92	0,68
MnO	0,02	0,06	0,02	0,04	0,05	0,06	0,08	0,01
MgO	0,44	1,30	0,18	0,98	0,04	0,19	0,03	0,20
CaO	0,98	3,69	1,03	2,14	0,32	1,00	0,21	0,42
Na ₂ O	3,02	4,06	2,90	3,45	3,48	4,50	5,20	3,23
K ₂ O	6,09	1,68	5,94	3,81	5,17	2,76	2,19	5,24
P ₂ O ₅	0,15	0,10	0,02	0,06	0,03	0,07	0,06	0,06
CO ₂	0,06	0,10	0,03	0,03	0,08	0,13	0,08	0,02
H ₂ O	0,52	0,75	0,31	0,78	0,24	0,56	0,55	0,52
С у м м а...	99,79	99,27	100,00	99,74	99,62	100,03	99,82	100,10
Li	14	41	19	29	72	He опр.	76	42
Rb	123	30	154	144	370	»	442	168
Cs	1,9	0,8	6,1	2,7	2,7	»	2,3	4
Ba	1014	731	1401	658	52	»	31	244
Sr	189	268	90	138	2	»	1	3
Pb	41	9	21	8	15	»	11	30
Sn	2	He обн.	He обн.	2	11	»	23	3
Be	2	2	1	1	2,2	»	1,7	1
La	He опр.	25,65	He опр.	28,85	35,85	»	7,05	19,7
Ce	»	48,5	»	58,5	97	»	18,6	46
Nd	»	17,5	»	20	44	»	6,5	5,5
Sm	»	1,77	»	2,77	9,59	»	4,69	7,25
Eu	»	0,75	»	0,51	0,18	»	<0,05	0,18
Dy	»	0,95	»	1,95	12,05	»	5,85	8,9
Yb	»	1,15	»	1,45	7,5	»	2,7	4,7
Lu	»	0,11	»	0,18	0,92	»	0,26	0,56
Zr	111	118	148	140	142	»	16	130
Hf	He опр.	3,8	He опр.	4,3	7,75	»	1,25	4,35
Th	He обн.	He обн.	19	He обн.	40	»	5	15
U	17	»	He обн.	»	14	»	8	36

Примечание. PG-96 — гранито-гнейс пояса Манитоган; PG-61 — тоналит батолита Виннипег; биотитовые граниты батолитов (гранито-гнейсовых поясов): PG145 — Виннипег, PG150 — Масква, SR-95 — Лак-дю-Бонне; пегматитовые граниты зеленокаменного пояса: 75-738 — Берник-Лейк, GL1003 — Грир-Лейк, TNL31 — Тин-Лейк.

Осис-Лейк. Массивы сложены двуслюдяными и мусковитовыми высококремнистыми лейкогранитами, содержащими акцессорную редкометалльную минерализацию. Особенности их геохимии рассмотрены в следующей главе.

Зеленокаменные пояса Флин-Флон, Йеллоунайф и Абитиб

Пегматитовая провинция Векуско с месторождениями литиевых пегматитов Шеррит-Гордон, Виолет-Томпсон и Грин-Бэй расположена в метавулканическом поясе Флин-Флон (см. рис. 2.5). Описание его также взято из монографии П. Черны с соавторами [Сегнү et al., 1981]. Северо-восточная часть пояса Флин-Флон сложена метаосадочно-вулканическими толщами Амиск и Мисси (рис. 2.9), возраст которых, по данным Rb-Sr метода, является нижнепротерозойским — 1820—1669 млн лет [Anderson, 1974], что, скорее всего,

Таблица 2.5

Состав метавулканитов, гнейсов и мигматитов зеленокаменного пояса Флин-Флон [Cerný et al., 1981]

Компонент	Метабазальты		Дацит	Риолит	Гнейсы			Мигматит	Гранит
	152-2	296-1	239-1	83-2	279-18	108-1	35-1	79-2В	295-1
SiO ₂	47,35	48,10	59,25	77,20	62,55	66,50	73,75	77,80	77,90
TiO ₂	0,88	1,01	0,71	0,20	0,45	0,39	0,12	0,10	0,07
Al ₂ O ₃	17,20	14,00	15,62	13,40	17,38	14,82	14,90	12,04	12,14
Fe ₂ O ₃	2,81	4,43	1,27	1,04	0,71	1,56	1,00	1,22	0,72
FeO	8,52	10,70	4,10	2,24	4,92	4,40	0,40	0,18	0,50
MnO	0,23	0,28	0,10	0,04	0,06	0,08	0,02	He обн.	0,01
MgO	6,90	5,15	2,65	0,50	2,65	1,52	0,28	0,16	0,18
CaO	8,70	10,74	4,62	12,3	3,02	3,78	1,58	2,13	2,45
Na ₂ O	2,73	3,22	4,75	5,10	3,73	3,22	4,15	4,62	4,00
K ₂ O	2,20	0,50	2,45	1,41	2,11	2,12	3,15	0,49	0,78
P ₂ O ₅	0,15	0,22	0,31	0,03	0,15	0,13	0,02	0,10	0,02
CO ₂	0,26	0,46	2,51	1,63	0,65	0,10	0,09	0,07	0,11
H ₂ O	1,79	1,81	1,33	0,68	1,73	1,02	0,54	0,19	0,39
С у м м а...	99,72	99,88	99,67	99,71	100,10	99,76	100,00	99,10	99,18
Li	42	8	26	18	60	40	19	8	7
Rb	52	2	53	36	36	42	72	22	2
Cs	0,7	0,4	1,8	1,4	1,7	1,3	1,4	0,4	0,6
Ba	515	He опр.	950	480	903	944	1335	399	187
Sr	91	168	245	210	428	168	204	181	158
Pb	6	6	7	4	3	3	5	1	3
Sn	He обн.	He обн.	4	He опр.	1	1	6	1	5
Be	0,6	0,3	1,0	1,2	0,8	1,2	0,9	1,6	0,8
Zr	81	He опр.	182	295	99	135	111	157	157

отражает время метаморфизма. Нижняя часть группы Амиск сложена ритмичной толщей метаграувакк-метапелитов. Это гранат-биотитовые сланцы с хорошо сохранившейся косою и градационной слоистостью (прибрежные отложения). По сравнению со средним составом граувакк Петтиджона они более глиноземисты, но содержат меньше рубидия (табл. 2.5). Метаосадки перекрываются горизонтом метавулканитов: базальтовых пиллоу-лав, метаандезитов, кристаллотуфов. Группа Мисси начинается горизонтом метаосадков, среди которых преобладают граувакки с прослоями кварцитов, аркозов и конгломератов. Они также несут следы прибрежного отложения и по составу сходны с турбидитами группы Амиск (см. табл. 2.5). На берегу зал. Кроудак метаконгломераты и сланцы перекрываются горизонтом метавулканитов, в низах которого преобладают базальты и андезиты с признаками субаэрального застывания, в верхней — дациты и риолиты. Анализы основных метавулканитов П. Черны не приводит, а состав дацитов и риолитов группы Мисси близок составу метаосадков групп Амиск и Мисси (см. табл. 2.5, 2.6), которые по описанию авторов часто состоят из обломков эффузивов.

Метаморфическая зональность в поясе Флин-Флон имеет крутой градиент с возрастанием степени метаморфизма от зеленосланцевой до высокой амфиболитовой фации к границе с поясом Киссинью. В породах группы Амиск закартированы изограды появления ставролита, силлиманита, исчезновения ставролита и начала анатексиса при переходе в пояс Киссинью (см. рис. 2.9). Наиболее высокотемпературная часть зональности — гранито-гнейсовый ку-

Т а б л и ц а 2.6

Состав главных разновидностей гранитоидных комплексов зеленокаменного пояса Флин-Флон [Černý et al., 1981]

Компонент	Рекс-Лейк			Векуско	Трампинг	Грасс-Лейк	Осборн-Лейк
	65-1	248-1	13-1	17-1	197-1	143-1A	244-1
SiO ₂	49,55	64,45	75,25	74,25	76,00	74,70	75,10
TiO ₂	1,18	0,61	0,08	0,20	0,15	0,01	0,11
Al ₂ O ₃	19,80	15,18	13,58	12,75	12,72	14,74	13,84
Fe ₂ O ₃	2,49	0,72	0,27	1,12	0,48	0,45	0,25
FeO	7,26	5,76	0,30	1,36	0,96	0,32	0,92
MnO	0,14	0,12	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02
MgO	4,19	2,07	0,20	0,47	0,23	0,06	0,15
CaO	10,30	5,07	0,68	1,48	0,58	0,44	0,73
Na ₂ O	2,80	3,20	4,10	3,13	2,90	4,30	4,25
K ₂ O	0,31	1,51	4,58	4,18	4,92	4,30	4,22
P ₂ O ₅	0,18	0,17	0,06	0,04	0,05	0,10	0,05
CO ₂	0,20	0,04	0,36	0,20	0,30	0,08	0,14
H ₂ O	1,26	1,18	0,40	0,64	0,47	0,57	0,34
С у м м а...	99,66	100,08	99,88	99,85	99,78	100,07	100,06
Li	13	45	75	56	35	82	95
Rb	4	39	62	78	107	171	177
Cs	0,7	2,5	1,1	2,8	2,4	11,7	2,4
Ba	403	833	645	894	841	3	617
Sr	266	141	77	98	32	46	51
Pb	1	3	6	4	4	15	18
Sn	He обн.	He обн.	4	He обн.	11	9	4
Be	0,5	1,4	1,7	1,8	1,6	2,9	2
Zr	67	113	89	181	202	10	108

П р и м е ч а н и е. 65-1 — габбро; 248-1 — диорит; 13-1, 17-1, 197-1 — граниты; 143-1A, 244-1 — пегматоидные граниты.

пол Кроудак-Бэй. Слагающие его силлиманит-кордиерит-ортоклазовые гнейсы и мигматиты с реликтами основных сланцев имеют те же простирания и составы пород, что и низкотемпературные сланцы группы Амиск, включая соотношения элементов-примесей (см. табл. 2.5). Метаморфического несогласия между зеленокаменным и гранитогнейсовым поясами здесь не наблюдается. Изограды пересекают простирания пород. Параметры метаморфизма оцениваются в 5—6 кбар и 500—650 °С, а по А.Бейли [Bailes, 1971] — 4—6 кбар и 700—800 °С (верхняя граница метаморфизма?).

Помимо синвулканических силлов дацитов и риодацитов группы Мисси и диоритов и гранитогнейсов купола Кроудак, в поясе Флин-Флон выделяется три интрузивных комплекса. Первый представлен многофазными интрузиями от ранних габбро и диоритов до биотит-амфиболовых гранодиоритов и двуслюдяных гранитов. Время их внедрения предваряет поздние этапы деформаций и метаморфизма. Состав гранитоидных фаз меняется по толеитовому тренду дифференциации, как и состав элементов-примесей (табл. 2.6). Следующий гранитный комплекс (массивы Векуско и Трампинг) сложен однородными биотитовыми гранитами, по составу близкими гранитам комплекса Рекс-Лейк, но более дифференцированными. Они считаются посттектоническими, но пегматитами не сопровождаются.

Пегматоидные граниты Грасс- и Осборн-Лейк и в этом регионе представляют собой наиболее поздние интрузивные проявления. Они образуют мелкие

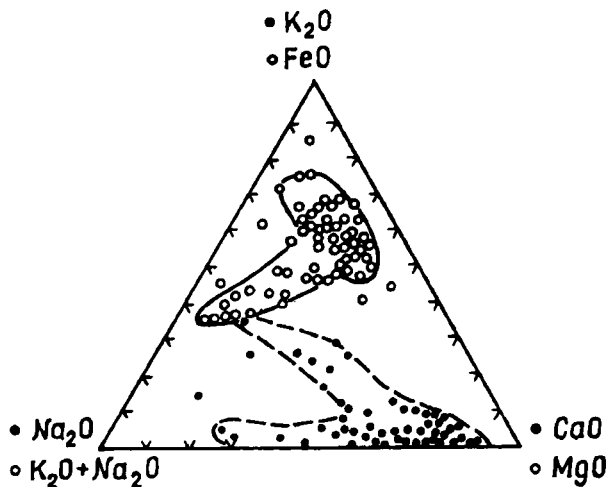


Рис. 2.10. Точки составов метавулканитов пояса Йеллоунайф на диаграммах AFM (кружки) и $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (заштрихованные кружки) [Baragar, 1966].

массивы, штоки, пластины с крайне неоднородным строением: от полос аплитовой структуры у зальбандов и внутри тел с реститами гранат-биотитовых сланцев до грубозернистых пегматоидных гранитов с участками блокового строения и гранофиновых лейкогранитов. По составу щелочей выделяются существенно калиевые и натриевые различия. Граниты этого комплекса, судя по низким концентрациям Ti, Zr, Ba, Sr и высоким Li, Rb, Cs, Be, Sn, а также распределению РЗЭ, наиболее дифференцированы (см. табл. 2.6). Они сопровождаются безрудными пегматитами. Спудуменовые пегматиты открыты только в трех участках: в габброидной оторочке массива Рекс-Лейк (месторождение Шеррит-Гордон), в метаконгломератах Мисси (Виолет-Томпсон) и в метабазах группы Амиск (Грин-Бэй) (см. рис. 2.9). Все месторождения расположены в зоне развития низкой амфиболитовой фации, вблизи изограды ставролита.

Позднеархейский зеленокаменный пояс Йеллоунайф (северо-западные провинции Канады) отличается от других отсутствием коматиитов и значительной долей осадочного материала в его выполнении. Минимальная мощность разреза отложений пояса 18 км. Две трети их составляют основные лавы, разделенные на два цикла, которые заканчиваются андезитами и риолитами. Верхняя часть разреза сложена граувакками и аргиллитами с горизонтами конгломератов. Тип разреза пояса — известково-щелочной (второй тип зеленокаменных поясов по А.А. Гликсону [1980]). Отношение вулканических пород к осадочным в разрезе равно 74:26, а соотношение базальтов, андезитов и риолитов среди вулканитов — 66:20:14 [Конди, 1983]. Однако по площади выходов осадочные породы преобладают.

В основании пояса лежит толща основных лав группы Кам мощностью 11 км. В эффузивах сохранились первичные структуры и текстуры: массивные лавы переслаиваются с пиллоу-лавами, вариолитовыми и амигдалоидными андезитами. Между озерами Чан и Берри Хилл наблюдается переход от габбро и анортозитов к комплексу параллельных даек и к пиллоу-лавам — фрагмент офиолитового разреза, но без ультраосновных кумулятов [Helmstaedt et al., 1986]. Эти авторы трактуют данный разрез как признак существования в архее зоны спрединга, по скорости спрединга сравнимой с тихоокеанской. К концу вулканического цикла образовалось значительное количество более кислых агглюмератов, брекчий, тонкополосчатых туффов и туфов. По составу большая часть базальтов и габбро отвечает толеитам с феннеровским типом дифференциации (табл. 2.7, рис. 2.10). По форме спектров РЗЭ метабазы пояса также близки базальтам COX (рис. 2.11, а). Средние и кислые вулканиты на диаграммах AFM и др. сдвинуты к известково-щелочному тренду дифференциации, что В. Барагар [1966] объясняет контаминацией расплавов коровым материалом. Верхняя осадочная толща в низу разреза сложена конгломератами, выше идут кварциты, граувакки, кристаллотуфы с редкими

Средний состав метавулканитов и метапелитов зеленокаменного пояса Йеллоунайф [Вагаар, 1966]

Оксид	1(13)	2(18)	3(19)	4(10)	5(8)	6(7)	7(7)	8(10)	9(1)	10(11)	11	12
SiO ₂	50,4	50,7	50,7	49,4	56,0	62,9	52,9	54,7	79,1	50,2	50,03	50,45
TiO ₂	0,86	1,18	0,92	1,02	1,25	0,49	0,96	1,11	0,02	0,95	1,12	1,02
Al ₂ O ₃	14,7	13,8	14,0	13,9	14,5	15,0	13,3	15,0	12,6	14,2	14,52	13,96
Fe ₂ O ₃	2,7	3,0	2,1	2,3	2,3	1,2	2,4	1,6	Не обн.	2,8	1,57	2,00
FeO	9,4	9,2	9,6	9,8	7,9	2,9	8,0	7,9	1,3	9,2	11,46	9,61
MnO	0,18	0,20	0,17	0,19	0,12	0,18	0,15	0,19	0,01	0,17	0,21	0,21
MgO	5,5	4,3	5,2	5,5	4,2	0,9	5,4	4,2	1,3	6,2	6,51	6,53
CaO	9,1	8,2	9,7	8,8	6,3	2,8	8,2	7,3	0,9	8,7	8,99	10,23
Na ₂ O	2,5	2,8	2,4	2,7	4,0	3,4	3,2	3,9	3,5	2,3	2,36	1,85
K ₂ O	0,2	0,3	0,4	0,4	0,6	1,9	0,3	0,4	2,5	0,3	0,66	0,39

Примечание. 1-4 — метабазальты, средние значения для поперечных размеров пояса; 5, 6 — метаандезиты верхних частей разреза; 7 — вариолитовые потоки; 8, 9 — основные и кислые метавулканиты Камерун-Ривер; 10 — габбро; 11, 12 — сборные пробы: 11 — пород амфиболитовой и 12 — эпидот-амфиболитовой фаций. В скобках приведено количество проб.

прослоями вулканитов. В конгломератах присутствует галька гранитов, рвущих породы нижней группы Кам. Состав сборных проб метапелитов близок средним составам базальтов группы Кам. По особенностям реликтовых структур и текстур метаосадки являются турбидитами.

В поясе Йеллоунайф выделены три этапа складчатости, два периода метаморфизма и несколько эпизодов формирования разрывных нарушений. Региональный метаморфизм низкобарического типа характеризуется ассоциациями с андалузитом, кордиеритом, силлиманитом, иногда ставролитом. Изограды имеют сложный рисунок из-за их пологого положения, но в целом обрамляют гранитогнейсовые купола. Степень метаморфизма меняется от зеленосланцевой фации в осевой части пояса до андалузит-гранатовой и кордиерит-гранат-силлиманитовой зон к бортам пояса и вблизи гранитов, где проявлен контактовый метаморфизм того же типа. Наиболее широкие контактовые ореолы фиксируются вокруг двуслюдяных, мусковитовых и турмалиновых гранитов Просперос.

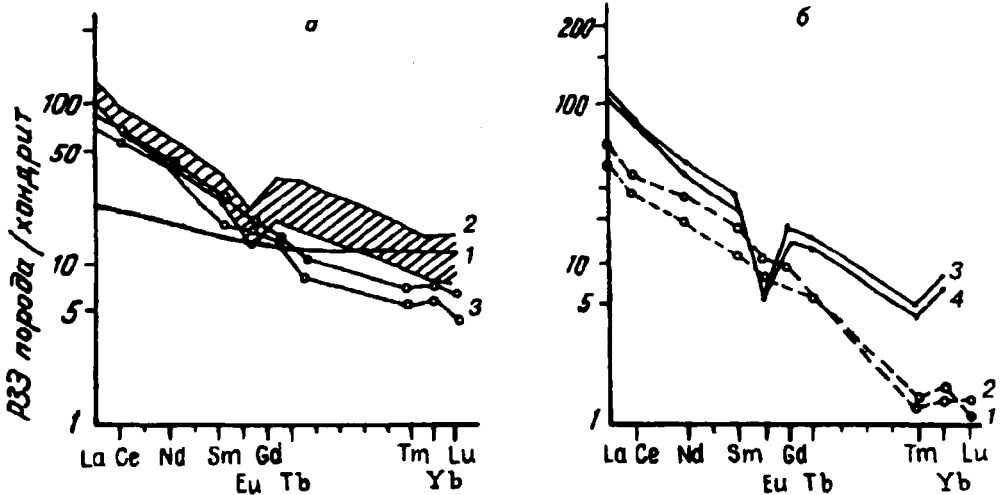


Рис. 2.11. Распределение РЗЭ в породах пояса Йеллоунайф [Drury, 1979]. а — метапороды: 1 — метатолелиты, 2 — метаандезиты и дациты, 3 — метапелиты (турбидиты); б — гранитоиды: 1, 2 — гранодиориты, 3, 4 — пегматоидные граниты.

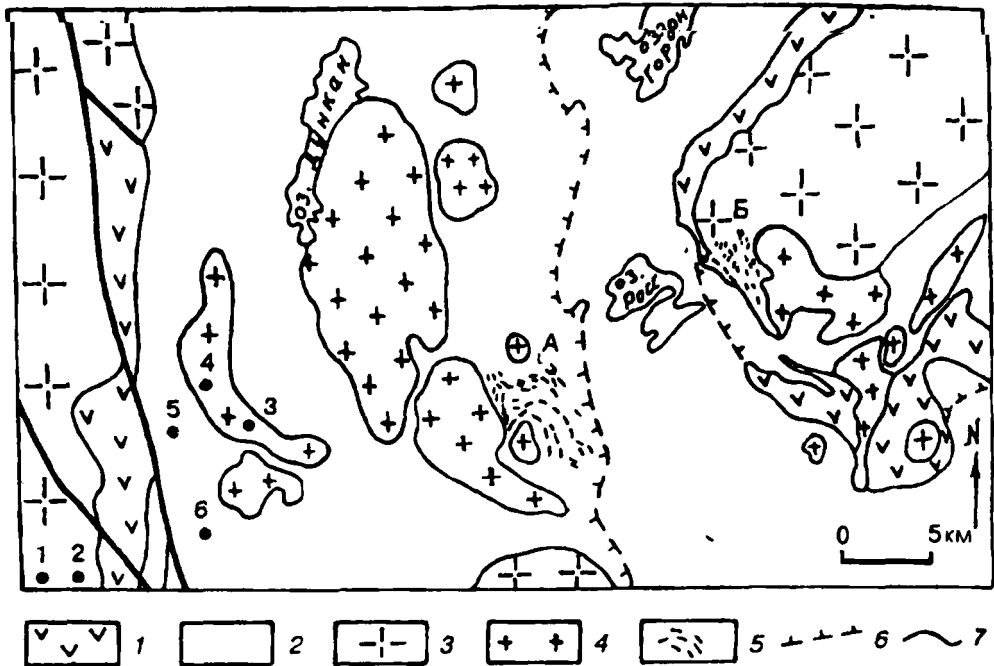


Рис. 2.12. Геологическое строение средней части зеленокаменного пояса Йеллоунайф [Конди, 1983; Drury, 1979].

Надгруппа Йеллоунайф: 1 — метавулканыты; 2 — метаграувакки, аргиллиты, сланцы, гнейсы с кордиеритом, андалузитом; 3 — гранодиорито-гнейсы обрамления пояса; 4 — пегматоидные двуслюдяные граниты; 5 — пегматитовые поля (А — Просперос, Б — Росс-Лейк); 6 — изограда кордиерита; 7 — разломы. Цифры на рисунке — места взятия проб (соответствуют табл. 2.8).

В зеленокаменном поясе Йеллоунайф выделяются два типа гранитоидов. К первому относятся синкинематические крупные тела гранодиоритов, обрамляющие пояс (табл. 2.8). Судя по описаниям, они представляют собой гранито-гнейсовые купола, “вытаскивающие” в процессе роста метавулканыты нижних частей разреза. Второй тип — посттектонические граниты Просперос, которые прорывают как мигматитовый комплекс, так и метавулканыты и метатурбидиты зеленокаменного пояса (рис. 2.12). К ним пространственно тяготеют поля редкометалльных пегматитов, среди которых наибольшее практическое значение имеют пегматиты Ве-Та-Ли типа. Для западных и юго-восточных гранодиоритогнейсов обрамления характерны низкие значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,703 и 0,701), что свидетельствует о примитивном источнике материала. Для гранитов Просперос это отношение поднимается до 0,712 — признак значительного участия корового материала [Drury, 1979].

Граниты Просперос представлены калиевыми двуслюдяными лейкогранитами с повышенными против кларка и по сравнению с гранитогнейсами содержаниями Li, Rb, В, Th и РЗЭ (см. табл. 2.8, рис. 2.11, б). Характер распределения РЗЭ в гранитах Просперос близок к кислым вулканитам вмещающей толщи (см. рис. 2.11, б). С. Друри считает, что гранодиориты формировались при $P = 7$ кбар, а перемещенные граниты — при $P = 3$ кбар путем выплавок из метаосадков. По наличию в гранитах магматических и метасоматических структур, а также первичных альбита, мусковита и турмалина Р. Кретц с соавторами [Kretz et al., 1989] полагают, что граниты формировались магматически-метасоматическим путем в субсолидусных условиях при 500—600 °С и 2—4 кбар. Особую роль в понижении температур кристаллизации гранитов авторы совершенно справедливо отводят бору, ис-

Состав гранитоидов пояса Йеллоунайф

Компонент	1	2	3
SiO ₂	65,32	68,35	72,10
TiO ₂	0,38	0,26	0,13
Al ₂ O ₃	16,29	15,49	15,00
FeO	3,64	2,36	1,56
MnO	0,05	0,07	0,03
MgO	1,26	1,34	1,21
CaO	3,68	1,69	0,91
Na ₂ O	3,63	4,15	3,93
K ₂ O	2,75	4,18	4,95
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,09
Rb	72	118	252
Ba	669	936	491
Sr	247	279	64
Ni	16	19	Не обн.
Cr	19	21	4
Th	4	11	37

Примечание. 1, 2 — гранодиориты западные; 3 — граниты Просперос (Drury, 1979).

точником которого считают сланцы. Накопление Li, Be и Ta в пегматитах они также связывают с обилием в надкритических растворах В, Н₂ и Н₂О.

Зеленокаменный пояс Абитибид размещается в юго-восточной части тектонической провинции Сьюпериор и протягивается в субширотном направлении на 600—800 км при ширине от 200 до 400 км (см. рис. 2.5 и 2.13). Он выполнен на 58 % вулканитами, на 10 % — осадочными породами, а 32 % составляют гранитоиды. Осевая часть пояса сложена толеитовыми метабазами группы Блэк-Ривер, их мощность достигает 13 км. В нижней части

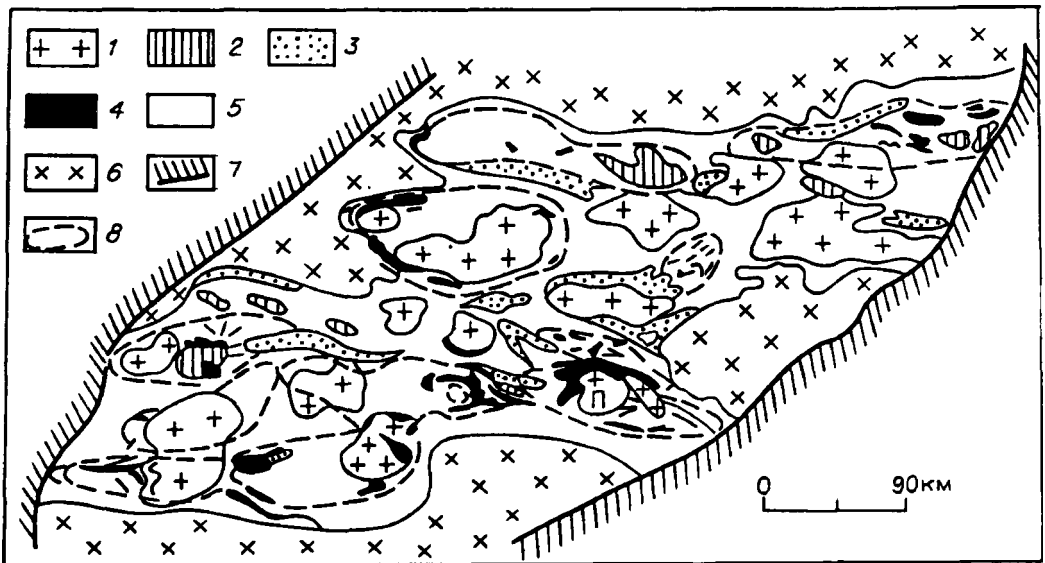


Рис. 2.13. Геологическое строение зеленокаменного пояса Абитибид [Goodwin, Ridler, 1970].

1 — перемещенные граниты; 2 — ультрабазиты; 3 — метаосадки; 4 — фельзиты; 5 — метабазациты; 6 — гранитогнейсовые купола обрамления пояса; 7 — перекрывающие более молодые породы; 8 — пегматитовые пояса; П — наиболее богатый пояс редкометалльных пегматитов.

Состав метавулканитов зеленокаменного пояса Абитибби

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	42,90	49,30	50,15	53,51	57,30
TiO ₂	0,36	1,23	0,72	1,00	0,86
Al ₂ O ₃	7,46	17,00	14,74	15,74	16,20
Fe ₂ O ₃	2,90	1,06	2,37	2,02	4,97
FeO	6,50	6,73	7,54	6,42	2,02
MnO	0,22	0,20	0,13	0,15	0,07
MgO	24,00	7,54	8,46	5,61	2,86
CaO	7,21	5,37	10,68	7,00	6,20
Na ₂ O	0,13	3,08	1,87	3,84	3,46
K ₂ O	0,06	0,43	0,51	0,34	0,56
P ₂ O ₅	0,02	He опр.	0,04	0,18	He опр.
H ₂ O	6,0	»	2,28	3,75	»
Rb	1	2	He опр.	He опр.	»
Ba	He опр.	73	»	»	»
Sr	8	122	»	»	»
La	0,45	3,4	2,3	11,7	6,2
Ce	1,18	9,0	6,8	26,8	13
Nd	1,33	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Sm	0,45	2,0	1,9	3,6	4,6
Eu	0,21	0,66	0,68	1,15	1,7
Gd	0,50	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Dy	He опр.	»	0,50	0,66	3,2
Yb	0,88	1,4	2,1	2,0	1,8
Lu	0,08	0,24	0,34	0,32	0,22
Y	10	18	He опр.	He опр.	19
Zr	35	55	»	»	105

Примечание. 1 — коматииты, среднее по [Конди, 1983]; 2 — толенты [Jolly, 1974]; 3 — толенты и 4 — известково-щелочные базальты (сред. по 11 анализам) [Smith, 1980]; 5 — андезиты [Jolly, 1974].

разреза развиты горизонты коматиитов, в верхней — дацитов и риолитов, которые сопряжены с глубоководными турбидитами [Конди, 1983].

По северной и южной периферии пояса развиты известково-щелочные вулканиты, включая базанитовые лавы группы Скид мощностью порядка 9 км. С ними ассоциируют и перекрывают их метаграувакки, метапелиты и конгломераты группы Понтиак. В метавулканитах сохранились первичные структуры: спиннифлекс в коматиитах, пиллоу-лав в базальтах, вариолитовые, миндалекаменные, гиалокластические, структуры пемз и перлитов в более кислых породах. Фельзитовые разности залегают вокруг эруптивных центров — вдоль северной и южной границ пояса выделено девять вулканических центров, содержащих когенетичные интрузии (рис. 2.13). Состав главных типов метавулканитов приведен в табл. 2.9. Толентовая и известково-щелочная серии хорошо сопоставляются с составами современных срединно-океанических и островодужных ассоциаций. Спецификой архейского вулканизма, как и в большинстве зеленокаменных поясов, являются наличие ультраосновных эффузивов (коматиитов) и повышенная железистость базальтов.

Пояс Абитибби имеет сложную метаморфическую зональность, где, как и в ранее рассмотренных поясах, совмещается региональный и контактовый метаморфизм. Региональный метаморфизм не выше пренит-пумпеллиитовой и хлоритовой субфаций зеленосланцевой фации испытали 95 % вулканитов. Контактный метаморфизм проявлен вокруг гранитных плутонов и достигает уровня амфиболитовой фации в узкой экзоконтактовой зоне со снижением его степени до эпидот-амфиболитовой фации и зоны развития стильпномелана к периферии ореола. Возраст зеленосланцевого метаморфизма пояса Абитибби — 2,7 млрд лет, а контактового метаморфизма — 2,5—2,6 млрд лет [Конди, 1983].

Внутри пояса Абитибби развиты интрузивные комплексы. В северной части пояса выделяется девять крупных плутонов гранодиорит-гранитного состава. Мелкие тела штокообразной формы ассоциируют с фельзитовыми вулканитами и имеют многофазное строение от амфиболовых гранодиоритов до биотитовых и мусковитовых гранитов — группа массивов Лакорн-Ламот в районе Малартик (см. рис. 2.13). С последней фазой связаны пегматитовые поля Прейсак-Лакорн с Be-, Li-, Mo-, Sn- и В-минерализацией, имеющие зональное строение. В западной части пояса находится пегматитовый пояс Абитибби-Тимискаминг, приуроченный к контакту гранитов с граувакками и метапелитами, превращенными в зоне контактового ореола в ставролит-двуслюдяные сланцы с кианитом [Шмакин, 1987].

Таким образом, на Канадско-Гренландском щите провинции редкометалльных пегматитов приурочены к зеленокаменным поясам, для которых характерно обилие основных вулканитов в разрезе, низкая и средняя степень метаморфизма пород и наличие среди гранитоидов наиболее поздних двуслюдяных пегматоидных гранитов. В то же время в рассмотренных поясах развиты пегматиты разных формаций и типов: комплексные в поясе Берд-Ривер, бериллий-тантал-литиевые в поясах Йеллоунайф и Абитибби и литиевые в поясе Флин-Флон. Различия либо не связаны с составом вмещающих пород, либо связь эта опосредствована. Так, обогащение Be, Ta и Li пегматитов в поясах Абитибби и Йеллоунайф объясняют обилием в растворах В, заимствованного из богатых им сланцев.

Метаморфический пояс провинции Блэк-Хиллс

В самой южной части Канадско-Гренландского щита на территории штата Южная Дакота (США) из-под палеозойского чехла выступают докембрийские породы фундамента, представленные существенно терригенной группой Блэк-Хиллс с малым количеством вулканитов. По разрезу снизу вверх сменяются следующие формации: 1) кварцитов и кварц-мусковитовых сланцев, 2) биотит-гранат-кварцевых и углистых сланцев с андалузитом, ставролитом, кордиеритом и силлиманитом, 3) диопсид-амфиболовых и тремолит-кальцитовых пород в переслаивании с кордиерит-биотитовыми гнейсами, 4) кварц-слюдяных и грюнерит-кварцевых сланцев (железистая формация) и 5) глиноземистых гнейсов. Общая мощность разреза от 5 до 6,7 км [Redden, 1968].

В истории развития структуры региона выделяются три главных этапа, с которыми связана сложная метаморфическая зональность (рис. 2.14). Первый — главная фаза складчатости — сопровождается региональным метаморфизмом, реликты которого наблюдаются в виде остатков зоны кианита в западной части площади с переходом в ставролит-альмандиновую и гранат-биотитовую зоны на севере [Redden et al., 1982]. Второй этап деформаций

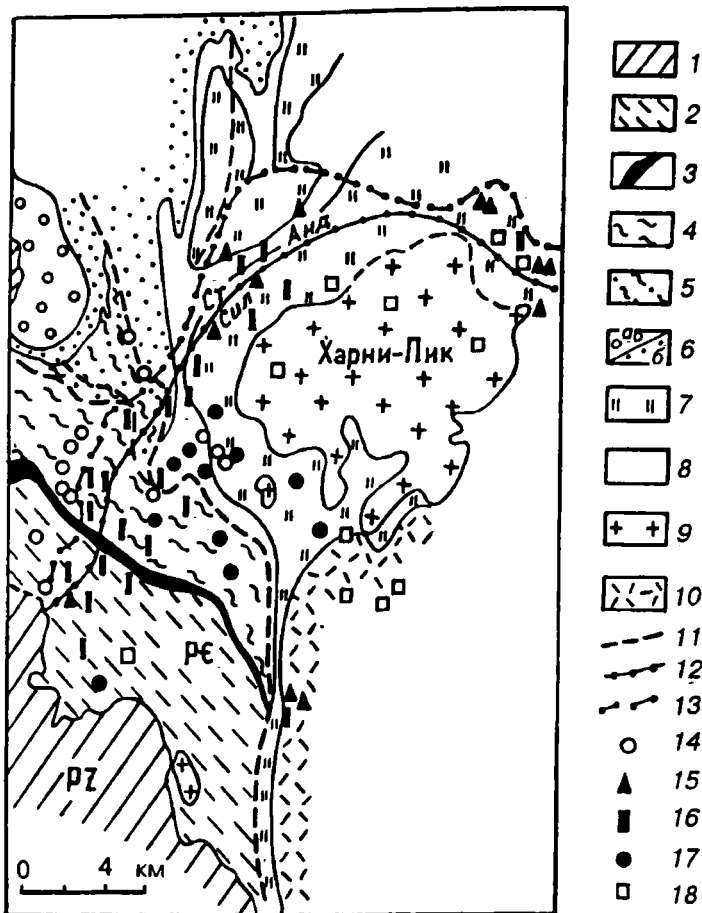


Рис. 2.14. Схема геологического строения и размещения пегматитов в районе Блэк-Хиллс, Юж. Дакота [Redden, 1968; Redden et al., 1982].

1 — палеозойские породы; 2—8 — метаспороиды докембрия: 2 — андалузит-гранат-биотитовые гнейсы и сланцы формации Майо, 3 — кордиерит-полевошпат-биотитовые и диопсид-амфиболовые гнейсы формации Кроу, 4 — мусковит-плаггиоклаз-кварцевые сланцы железорудной формации Багтаун, 5 — ставролит-гранат-биотитовые гнейсы формации Лауес, 6 — амфиболовые, слюдяные гнейсы (а), кварциты формации Вандерлер (б), 7 — кварциты, гранат-слюдяные сланцы к востоку от разлома Грант-Джанкшен, 8 — андалузит (силлиманит)-ставролит-гранатовые гнейсы и сланцы; 9 — пегматоидные граниты Харни-Пик; 10 — биотит-силлиманитовые гнейсы; 11 — разломы; 12, 13 — изограды силлиманита и ортоклаза (12), а также ставролита (13); 14 — золотоносные кварцевые жилы; 15—18 — пегматиты: 15 — литиевые, 16 — бериллиевые, 17 — мусковитовые, 18 — безрудные полевошпатовые.

выразился в усложнении структур, а третий сопровождался ростом гранито-гнейсовых куполов, еще более усложнивших складчатую структуру региона и явившихся причиной формирования интенсивной термальной аномалии [Redden, 1968]. Некоторые исследователи считают, что это гранитная интрузия. Во всяком случае результатом явилось образование концентрической метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа. Изограда силлиманита оконтуривает крупный купол с выходами пегматоидных гранитов Харни-Пик и небольшие выходы гранитов и пегматитов к юго-западу от них. По мере удаления от гранитов на север и северо-запад степень метаморфизма падает до андалузит-ставролитовой и гранат-биотитовой зон. Изограды пересекают простираения пород и разломы, что свидетельствует о связи метаморфизма с самым поздним этапом деформаций.

Изотопный состав кислорода в сланцах обычен для осадочных пород ($\delta^{18}\text{O} = 11,4\text{—}13,17\text{‰}$), как и распределение РЗЭ (см. рис. 2.15, а). В пластах амфиболитов, обнажающихся вблизи месторождения литиевых пегма-

Состав метаосадков Блэк-Хиллс [Walker et al., 1989]

Компонент	40-1A	26-2	23-2	WC-4
SiO ₂	56,42	60,01	68,06	72,53
TiO ₂	0,82	0,72	0,76	0,65
Al ₂ O ₃	22,44	18,39	15,01	14,26
Fe ₂ O ₃	He опр.	He опр.	He опр.	0,73
FeO	8,86	7,74	6,03	3,84
MnO	0,26	0,23	0,04	0,06
MgO	2,67	2,87	2,73	1,57
CaO	0,72	1,26	0,85	0,34
Na ₂ O	3,09	4,14	1,95	1,45
K ₂ O	4,57	4,13	4,16	3,50
P ₂ O ₅	0,21	0,16	0,21	<0,05
С у м м а...	100,07	99,65	99,80	99,03
Li	56	100	46	47
Rb	642	212	137	180
Cs	190	180	190	30
Ba	736	538	781	800
Sr	149	284	74,2	52
Pb*	He опр.	He опр.	50	30
Zr*	»	»	200	150
B*	»	»	100	70

Примечание. 40-1A и 26-2 — гранит-биотитовые, 23-2 и WC-4 — двуслюдяные; звездочкой отмечены полуколичественные данные [Redden, 1968].

титов Тин-Маунтин, значения $\delta^{18}\text{O} = 9,3\text{—}9,5\text{ ‰}$ и спектры РЗЭ соответствуют толеитовым базальтам. Составы метаосадков приведены в табл. 2.10. Сведения по редкоэлементному составу сланцев скудны и свидетельствуют об их обогащении редкими щелочами, бором и свинцом. Аномально высокие содержания Rb и Cs [Walker et al., 1989] заставляют подозревать отбор проб вблизи редкометалльных пегматитов.

Среди нижнепротерозойских метаосадочных пород выделяют более ранние (ремобилизованные? — В.А.М.) архейские гранитоиды. Граниты Литгл-Элк разгнейсованы, имеют U-Pb возраст по цирконам 2560 млн лет и распределение РЗЭ, неотличимое от сланцев (см. рис. 2.15, б, 1). Двуслюдяные пегматоидные граниты Беар-Маунтин имеют возраст 2450 млн лет (Rb-Sr изохрона по валовым пробам) и резко дифференцированный спектр РЗЭ (см. рис. 2.15, б, 2). Интрузивное тело Харни-Пик сложено двуслюдяными гранитами. Это малокальциевые лейкограниты, отдельные участки которых обогащены Li, Rb, Cs, Be, W и Nb. Судя по высокой глиноземистости, высоким значениям $\delta^{18}\text{O}$ (10,9—13,8 ‰) и характеру распределения РЗ (см. рис. 2.15, б, 3), граниты могли образоваться путем частичного плавления вмещающей толщи. Однако высокие содержания редких щелочных элементов не укладываются в эту схему. Р. Уолкер с соавторами приходят к выводу о сочетании анатексиса с многократной кристаллизационной дифференциацией [Walker et al., 1989]. Тепловое поле гранитов Харни-Пик контролирует

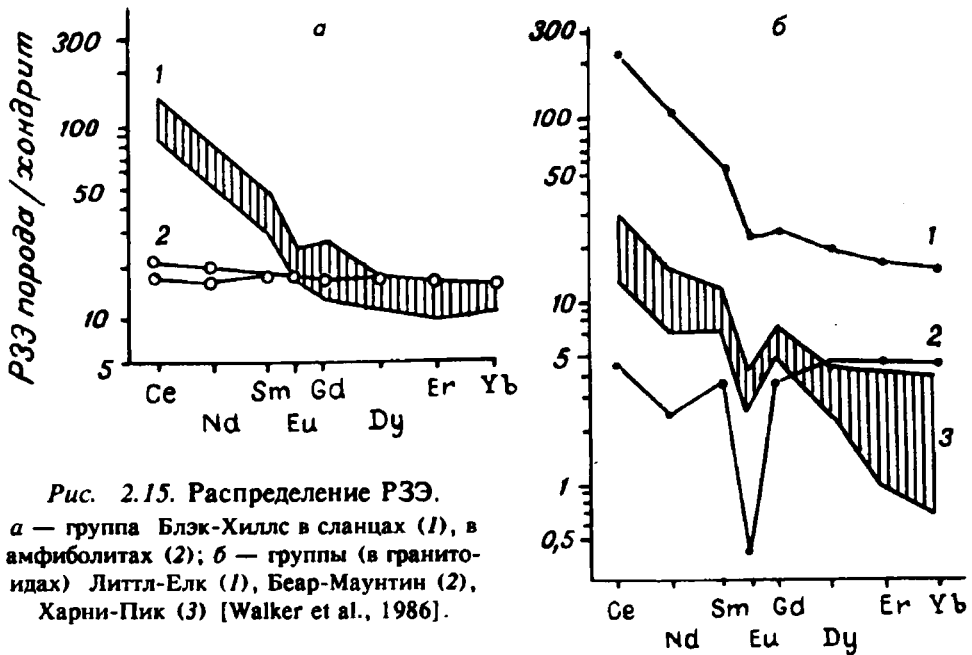


Рис. 2.15. Распределение PЗЭ.

a — группа Блэк-Хиллс в сланцах (1), в амфиболитах (2); *б* — группы (в гранитоидах) Литтл-Елк (1), Беар-Маунтин (2), Харни-Пик (3) [Walker et al., 1986].

размещение пегматитов: безрудные пегматиты находятся в гранитах, мусковитовые и берилл-мусковитовые — в пределах мусковит-силлиманитовой зоны, а редкометалльные пегматиты — в андалузит-ставролитовой зоне контактового метаморфизма (см. рис. 2.14).

2.1.5. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОЯСА БРАЗИЛЬСКОГО ЩИТА

Большинство крупнейших месторождений редкометалльных пегматитов Южной Америки сосредоточено в пределах восточной части Бразильского щита — в Восточно-Бразильском складчатом поясе. Они объединяются в Восточно-Бразильский пегматитовый пояс. Кроме того, известные поля редкометалльных пегматитов находятся в Аргентине в пределах Пампинского срединного массива.

Пегматитовые поля комплексного типа плато Борборема залегают в докембрийских осадочно-метаморфических породах серии Сеара, имеющих северо-восточное простирание [Поля..., 1976]. Сводовое поднятие плато Борборема является осью антиклинали, где обнажаются нижние горизонты серии Сеара. Снизу вверх по разрезу мусковитовые и полевошпатовые кварциты комплекса Кайко сменяются несортированными метаграувакками, аркозами, конгломератами и карбонатными породами формации Парельяс, на которых с несогласием лежит мощная пачка слюдяных сланцев и мигматитов Сериду [Докембрий..., 1976а, б; Ebert, 1970]. Метаморфизм пород серии Сеара меняется от зеленосланцевой до преобладающей амфиболитовой фации. В породах серии развиты синтетектонические гранодиориты и тоналиты, они прорваны посттектоническими интрузиями биотитовых и альбитовых гранитов. Внедрение последних произошло в момент верхнерифейской тектонической перестройки толщи (500—600 млн лет). Рубидий-стронциевый метод обнаруживает более древние возрастные метки — около 2000 млн лет.

В штате Минас-Жерайс в строении района развития редкометалльных пегматитов участвуют три толщи. Геолого-геохимическое изучение пород района Квадрилатеро-Феррифиро показало, что наиболее древней является серия Рио-дас-Вельяс, возраст которой 1350—2400 млн лет [Herz, Sao Paulo, 1962]. Серии Минас (аналог серии Сеара) и Итаколоми датируются от 500 до 1350 млн лет [Herz et al., 1961]. Серия Рио-дас-Вельяс представлена слюдя-

Состав метапелитов района Квадрилатеро-Феррифоро, Минас-Жерайс [Herz, Sao Paulo, 1962]

Оксид	Z-842	Z-597	J-846	J-211	J-341	J-682	BP-1	Среднее
SiO ₂	56,1	61,6	62,4	57,3	58,6	61,9	68,8	61,1
TiO ₂	0,3	0,4	0,62	0,70	0,75	0,24	0,63	0,5
Al ₂ O ₃	18,8	24,5	19,2	20,4	22,1	19,7	17,0	20,3
Fe ₂ O ₃	3,5	1,0	1,7	10,1	2,7	1,7	3,9	3,5
FeO	6,6	0,1	3,1	1,2	5,8	2,4	0,34	2,8
MnO	0,03	He обн.	0,02	0,02	0,16	0,02	0,02	0,04
MgO	5,0	1,7	2,8	0,66	2,2	3,9	0,49	2,4
CaO	He обн.	He обн.	0,12	0,18	0,13	0,03	0,01	0,07
Na ₂ O	0,10	0,2	0,32	0,40	0,26	0,20	0,18	0,24
K ₂ O	4,2	6,2	4,9	5,7	3,2	5,4	3,6	4,8
P ₂ O ₅	0,06	0,09	0,06	0,16	0,09	0,05	0,05	0,08
H ₂ O	5,0	3,8	3,9	2,8	4,1	4,4	3,6	3,8

Примечание. Z-842 — сланец, серия Рио-дас-Вельяс; Z-597 — формация Беттал; J-846 — кварц-серицитовый филлит, формация Моэда; J-211, J-341, J-682, BP-1 — кварц-серицит-хлоритовые и гранатовые филлиты серии Пирасикаба.

ными сланцами, филлитами, с подчиненным количеством пород железистой формации, граувакк и метавулканитов. Метаморфизм не превышает уровня серицит-хлоритовой зоны зеленосланцевой фации. Серия Минас включает группы Тамандуа, Итабира и Пирасикаба. Они ложатся несогласно на породы серии Рио-дас-Вельяс. Кварциты и слюдяные сланцы Тамандуа сменяются филлитами, железистыми кварцитами, итабиритами и доломитами группы Итабира. Железистые кварциты, филлиты, метаграувакки и метавулканиты группы Пирасикаба залегают несогласно на породах группы Итабира.

Метаморфизм пород, судя по наличию хлоритоида, протекал при умеренном давлении и низкой температуре (350—450 °C). Состав метапелитов толщи показывает их достаточную зрелость (табл. 2.11). Низкая для этого возраста степень метаморфизма, участие в складчатой структуре докембрийского щита и широкое развитие железистой формации сближают данную толщу с зеленокаменными поясами, но она резко отличается от последних наличием зрелых сортированных пелитов и малым количеством продуктов вулканизма.

Пампинский массив сложен породами среднего докембрия (слюдистыми сланцами, гнейсами, мраморами, амфиболитами и мигматитами) и протягивается вдоль меридиана более чем на 1000 км при ширине до 500 км [Докембрий..., 1976а, б]. Он расположен во внешней зоне Андийского складчатого пояса и представляет собой отколовшийся тектонический блок Бразильской плиты, окруженный верхнедокембрийскими и более молодыми складчатыми сооружениями. В западной его части, в Сьерре-де-Веласко, формация Антинако, представленная кварцитами, слюдяными сланцами и мигматитами, содержит синтетектонические тела порфириовидных гранитов. Последние сопровождаются дайками аплитов и пегматитовыми жилами. Эта формация перекрывается верхнедокембрийскими отложениями и Негро-Пейнадо, состоящими из филлитов, известняков, кварцитов, метаморфизованных в зеленосланцевой фации и прорванных посттектоническими гранитоидами, окруженными роговиками.

Зеленокаменные пояса Родезийско-Трансваальского кратона

Африканский материк содержит крупнейшие в мире по протяженности пояса редкометалльных пегматитов, отдельные поля которых большей частью также приурочены к зеленокаменным поясам. Родезийско-Трансваальский кратон на юге Африки, вмещающий одноименный пегматитовый пояс, представляет собой наиболее древнюю структуру, главным мотивом которой являются гранулитогнейсовые области с обилием гранито-гнейсовых куполов и фрагментами зеленокаменных поясов (рис. 2.16). Последние сложены метаморфическими породами трех серий: себаквийской, булавайской и шамвайской соответственно возрастом 3400, 2900 и 2700 млн лет [MacGregor, 1955]. Описание разрезов зеленокаменных поясов приводится по [Докембрий, 1976а; Салоп, 1977].

Отложения серии Себакви залегают на гранулитогнейсовом основании с угловым и метаморфическим несогласием. Снизу вверх они представлены ультраосновными и основными эффузивами, превращенными в актинолитовые и тальковые сланцы, джеспилитами, филлитами и слюдястыми сланцами. На них с угловым несогласием лежат породы системы Булавайо: метабазалты, андезиты, дациты, фельзиты и их пирокласты. В подчиненном количестве встречаются горизонты кварцитов, графитовых сланцев, известняков, джеспилитов и конгломератов с галькой тальковых сланцев и гранодиоритов из лежащей ниже серии. Мощность Булавайо достигает 12,3 км. В породах именно этой серии находится крупнейшее месторождение комплексных редкометалльных пегматитов Бикита общей протяженностью 4 км при ширине 1,5 км. Породы Шамва также с несогласием залегают на отложениях Булавайо, хотя главный этап складчатости в них один. В системе Шамва преобладают метаосадки: аркозы, граувакки, конгломераты, филлиты, джеспилиты с

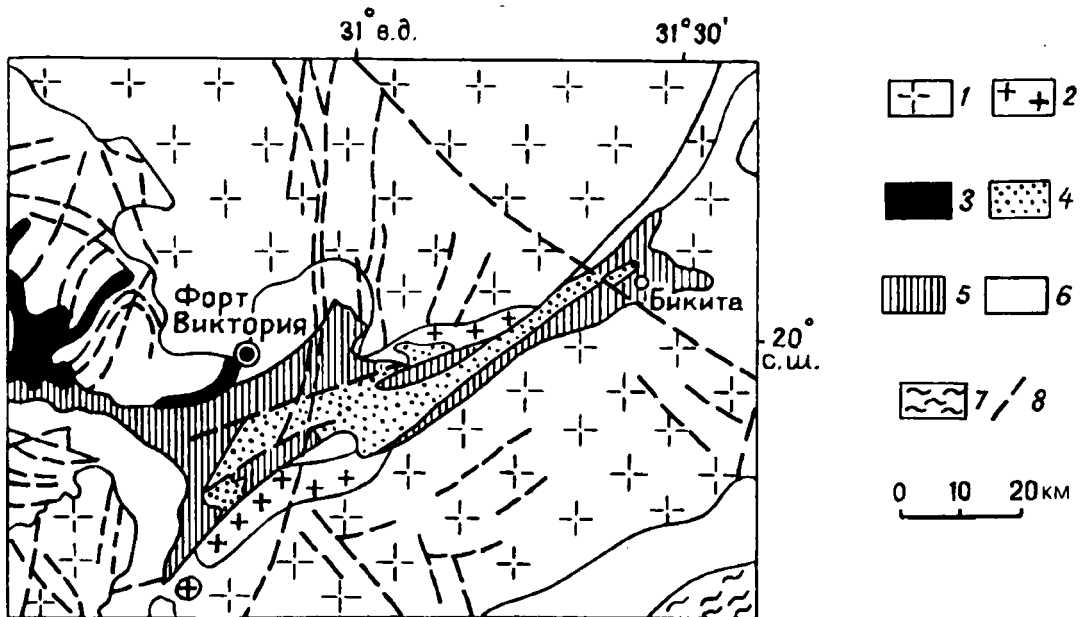


Рис. 2.16. Геологическое строение зеленокаменного пояса, вмещающего месторождение редкометалльных пегматитов Бикита (Watkey, 1981).

1 — граниты и гранитогнейсы (гранодиориты, адамелиты); 2 — порфиroidные адамелиты; 3 — комплекс основных-ультраосновных пород; 4 — метаосадки с прослоями метавулканитов; 5 — метавулканиты с прослоями метаосадков зеленосланцевой эпидот-амфиболитовой фаций; 6 — гнейсы средней и 7 — гранитогнейсы высокой степени метаморфизма; 8 — тектонические нарушения.

прослоями фельзитов, известняков и кварцитов в верхней части разреза. Мощность ее около 3,5 км.

Метаморфическая зональность зеленокаменных поясов Родезийско-Трансваальского кратона изучена Е. Саггерсоном и Л. Тернером [Saggerson, Terner, 1980]. Авторы считают ее единой для всех поясов и сформировавшейся в два этапа: во время булавайской складчатости (M_2) и во время главного этапа складчатости после отложения системы Шамва (M_3). Гранулитовый метаморфизм M_1 протекал в гранулитогнейсовых областях. Степень метаморфизма пород в зеленокаменных поясах меняется от пренит-пумпеллиитовой и хлоритовой зон до высокой зеленосланцевой (биотит-мусковит-гранат-хлоритоид или андалузит) и амфиболитовой фации с антофиллитом, кордиеритом, андалузитом или силлиманитом. В северной части в поясе Вумба встречаются парагенезисы с кианитом. В более молодых поясах, выполненных шамвайскими отложениями, проявлен одноактный зональный метаморфизм M_3 , по парагенезисам не отличимый от M_2 . Месторождение Бикита залегает в породах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций низких давлений — с хиастолитом, кордиеритом и антофиллитом. Таким образом, с севера кратона на юг к поясу Лимпопо в зеленокаменных поясах растет температурный интервал метаморфизма, но снижается давление с переходом от кианит-силлиманитового к андалузит-силлиманитовому типу. Именно с низкобарическим метаморфическим комплексом ассоциируются поля редкометалльных пегматитов.

Предбулавайские гранито- и гранодиоритогнейсы, развитые в породах фундамента, имеют возраст более 3300 млн лет. Син- и позднектонические гранитоиды образуют многофазные батолиты, тогда как посттектонические батолиты гомогенны. Возраст метаморфизма серии Булавайо 2900 млн лет, а рвущих ее гранитов, по данным Rb-Sr метода, — 2686 ± 78 и 3055 ± 59 млн лет [Bond et al., 1973]. Поздние порфиоровые граниты, прорывающие породы шамвайской серии, имеют возраст 2450, а пегматиты Бикиты — от 2480 до 2950 млн лет (разными методами по различным минералам). Е. Саггерсон и Л. Тернер [Saggerson, Terner, 1980] считают наиболее благоприятными для выплавления гранитных магм зеленокаменные пояса наименьших давлений, а повышенные содержания в них Li, Rb, Th и U связывают с выносом данных элементов из гранулитов фундамента.

Зеленокаменный пояс о. Мадагаскар

Редкометалльные пегматиты о. Мадагаскар (Берере, Андриамена, Антирабе-Итаси и др.) входят в наиболее протяженный Восточно-Африканско-Мадагаскарский пегматитовый пояс, пересекающий границы плит и складчатых структур. Вся эта полоса испытала панафриканскую активизацию (550—600 млн лет), и возраст пегматитов относится к этому времени.

О стратиграфии острова есть различные сведения. Так, у А.А. Беуса и В.В. Герасимовского [1979], использующих данные А. Безери, в докембрии о. Мадагаскар выделяются четыре серии: архейская Андроен, нижнепротерозойские Графит, Вахибори и верхнепротерозойская Кварцит-Сиполин (рис. 2.17). Л.И. Салоп [1977], ссылаясь на А. Безери, считает, что на большей части острова обнажается выступ архейского гранулитогнейсового фундамента, который к северу от Тананариве перекрыт отложениями группы Маэватана раннепротерозойского возраста, слагающими структуру типа зеленокаменного пояса. Судя по карте, эта группа коррелирует

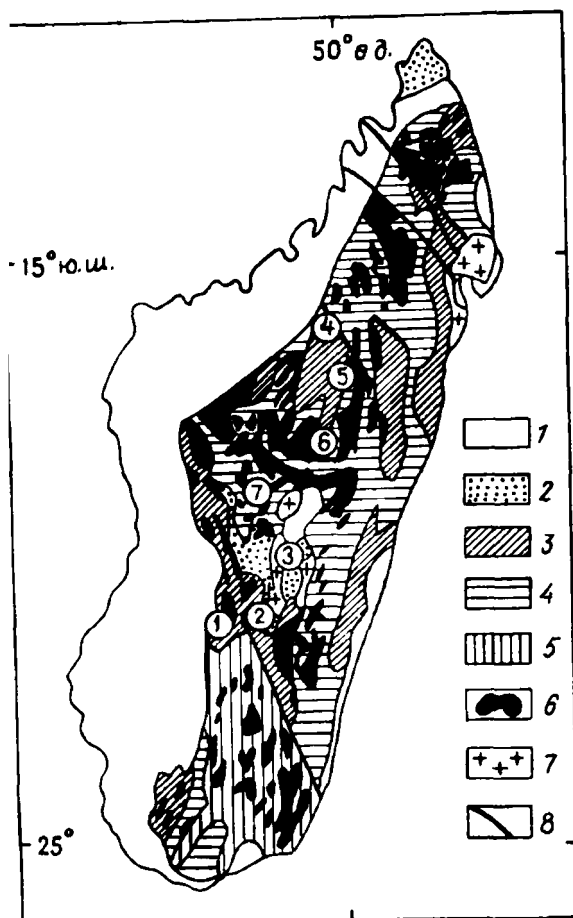


Рис. 2.17. Схема геологического строения о. Мадагаскар [Беус, Герасимовский, 1979].

1 — мезо- и кайнозойские отложения; 2—5 — серии: 2 — Кварцит-Сиполин (PR₃), 3 — Вахибори (PR₂), 4 — Графит (PR₁₋₂), 5 — Андроijen (AR); 6 — граниты и мигматиты (500—550 млн лет); 7 — гетерогенные граниты (1920—1150 млн лет); 8 — разломы; цифры в кружках — поля редкометалльных пегматитов: 1 — Ампандрамайка и Малакаилина, 2 — Икаламавони, 3 — Сахатани, 4 — Берере, 5 — Андриамена, 6 — Анказобе-Бенфанамо, 7 — Антирабе-Итаси.

серией Вахибори. Она сложена актинолитовыми, хлоритовыми, тальковыми и антофиллитовыми сланцами (метавулканиты основного и ультраосновного состава), а также джеспилитами. От гранито-гнейсов с реликтами гранулитов они повсеместно отделены тоналитами, которые глубоко внутрь зеленокаменного пояса не заходят. В центральных частях пояса встречаются только калиевые граниты, которые рвут и сланцы, и тоналиты. Большинство месторождений

редкометалльных пегматитов размещаются в зеленых сланцах группы Маватана или Вахибори (см. рис. 2.17).

Гранит-зеленокаменные области Нигерии

Нигерийско-Сахарская пегматитовая провинция расположена между кратонами Западно-Африканским и Конго. Вмещающими породами являются сложно построенные гранито-гнейсовые комплексы древнего возраста с пиками 2,8—2,2; 2,0—1,6; 1,4—0,9 млрд лет и пояса верхнепротерозойских осадочно-вулканогенных пород. Те и другие структуры испытали перестройку и метаморфизм панафриканского возраста и прорваны гранитами того же периода [Matheis, Küster, 1989]. Пегматиты, залегающие в мигматитовых комплексах, имеют более простой состав и главным образом оловянно-бериллиевую минерализацию — поля Хоггар (Алжир) и Тибести (Чад). Комплексные редкометалльные пегматиты размещаются в зеленокаменных поясах и представлены полями плато Джос и Ирегун (Нигерия). Пегматиты поля Ирегун залегают в амфиболитах базит-ультрабазитового состава толеитового профиля. Пегматиты поля Иджеро секут пачку переслаивания биотитовых сланцев и амфиболитов. Оба поля удалены от ближайших гранитов более чем на 15 км. И только танталитовые пегматиты поля Эдбе расположены как внутри поздних порфировых гранитов, так и в экзоконтактовых амфиболитах и сланцах с широким развитием изменений вмещающих пород.

Толщи зеленокаменного типа образуют в Западной Нигерии протяженные пояса, но поля редкометалльных пегматитов локализуются только в местах пересечения поясов разломами северо-восточного простирания, активность

Средние составы гнейсов (1), сланцев (2), гранитов (3) и редкометалльных пегматитов (4) плато Джос и Ирегун, Нигерия [Matheis, Küster, 1989]

Компонент	1	2	3	4	Компонент	1	2	3	4
<i>n</i>	3	1	7	13	<i>n</i>	3	1	2	5
SiO ₂	74,4	63,7	70,07	74,31	Li	He опр.	He опр.	82	71
TiO ₂	0,22	1,3	0,30	0,04	Rb	296	525	233	1050
Al ₂ O ₃	14,2	18,4	15,54	15,37	Cs	He опр.	He опр.	36	45
Fe ₂ O ₃ *	1,87	8,8	2,77	0,96	Ba	1200	750	956	502
MnO	0,05	0,08	0,07	0,12	Sr	328	11	389	51
MgO	0,45	1,9	0,40	0,23	Be	He опр.	He опр.	2,3	209
CaO	0,68	0,18	1,54	0,35	Sn	»	»	10	42
Na ₂ O	2,03	0,29	3,10	2,96	Y	50	48	50	86
K ₂ O	5,2	4,9	5,15	5,27	Zr	316	209	354	184
P ₂ O ₅	0,15	0,08	0,22	0,18	Nb	He опр.	He опр.	16	41
П.п.п.	0,67	4,3	0,65	1,19	F	»	»	570	1050

* Железо общее.

которых отмечается на всех этапах эволюции региона, вплоть до юры. Дж. Матейз и Д. Кюстер привели составы лишь биотитовых гнейсов и кварц-мусковитовых сланцев, которые слабо отличаются от гранитов и пегматитов (табл. 2.12). По содержанию элементов-примесей гнейсы также близки гранитам. Амфиболиты, к сожалению, не опробованы, хотя авторы считают метавулканы и пироксениты источником фтора для пегматитов, а ильменит — источником Nb и Ta. Так, обогащение пегматитов Эдбе танталом, с их точки зрения, обусловлено размещением гранитов и пегматитов в мощной пачке титанистых метабазальтов.

2.1.7. АВСТРАЛИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Блок Йилгарн, зона Доннибрук-Бриджтаун

Одно из крупнейших в мире полей редкометалльных пегматитов Гринбушес расположено в юго-восточной части архейского блока Йилгарн в зоне смятия вдоль субмеридионального линеамента Доннибрук-Бриджтаун [Partington, 1990]. Эта крупная сдвиговая зона наследует раннеархейский протодарлингский разлом. К западу от линеамента обнажается серия западных гнейсов (ортогнейсы, амфиболиты, мигматиты) возрастом 3,1 млрд лет [Flether et al., 1983]. Они служат основанием для супракрустальных образований, с которыми имеют тектонические границы. Супракрустальная толща, вытянутая вдоль разлома Доннибрук-Бриджтаун, и является вмещающей для пегматитов. На севере она сложена преимущественно метаосадками (сланцы, гнейсы, кварциты), а южнее состоит из метавулканических базит-ультрабазитового состава, небольшой доли фельзитов и джеспилитов (видимо, низы разреза зеленокаменного пояса — В.А.М.). В зоне сдвига породы интенсивно смяты и мигматизированы. Они интродуцированы гранитами, которые при продолжающихся деформациях были превращены в ортогнейсы, с трудом отличимые от древних гнейсов, обрамляющих супракрустальную толщу с запада и востока.

В породах выделяется пять этапов деформаций, каждый из которых сопровождался метаморфизмом, внедрением гранитов или пегматитов и поздним

диафторезом [Partington, 1990]. Ранний этап деформаций D_1 и метаморфизм M_1 касается только древних гнейсов и имеет возраст 3,1 млрд лет. Основная фаза деформаций (2,6—2,53 млрд лет) формирует мощную сдвиговую зону, развивающуюся в породах зеленокаменного пояса. С ней связан зональный метаморфизм от эпидот-амфиболитовой до высокой амфиболитовой фации, симметрично понижающийся от осевой части сдвиговой зоны. Для парагенезисов метапелитов характерны кианит и ставролит, основных сланцев — гроссуляр, диопсид, анортит и скаполит. Температуры метаморфизма оцениваются в 550—625 °С. Присутствие кианита свидетельствует о повышенных давлениях. Этим пегматитовый пояс Гринбушес отличается от других полей редкометалльных пегматитов, как правило, формировавшихся в метаморфических поясах более низких давлений.

В этот же этап деформаций в сланцы внедрялись граниты (2,6 млрд лет), которые при последующих движениях были превращены в “овалы”, окруженные ортогнейсами. Дайки редкометалльных пегматитов появились спустя еще 50 млн лет и, судя по неоднократному чередованию зон и росту поздних генераций сподумена и микролита вокруг обломков ранних минералов, также являются синтетектоническими.

Зеленокаменные пояса блока Пилбара

Блок Пилбара является северным выступом докембрийского фундамента Австралийской платформы и содержит несколько месторождений редкометалльных пегматитов, самых древних в Австралии. Он сложен архейскими осадочно-вулканогенными толщами, которые представлены узкими остаточными зеленокаменными поясами в обширном поле гранито-гнейсовых куполов, что является типичным примером гранит-зеленокаменной области [Bickle et al., 1980]. Именно к зеленокаменным поясам, сложенным амфиболитами, актинолитовыми, хлоритовыми и серпентинитовыми сланцами, продуктами метаморфизма основных—ультрасосновных вулканитов, приурочены пегматитовые поля возрастом 2,7—3,0 млрд лет [Mc Math, 1953].

В отдельных зеленокаменных поясах породы имеют пологое залегание и метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллиитовой субфации [Barley et al., 1979]. Степень деформации и метаморфизма сланцев резко усиливается к гранито-гнейсовым куполам. Вопросы их одновременного образования или заложения зеленокаменных поясов на сиалическом основании не решены, но возраст их довольно близок: 3,4 млрд лет для пород зеленокаменных поясов (U-Pb и Sm-Nd методы) и 3,55 млрд лет по данным U-Pb метода для гранито-гнейсов [Pidgeon, 1978]. Возраст недеформированных гранитов в зеленокаменных поясах 2,6 млрд лет.

Переслаивающиеся метавулканиты и метаосадки пересекаются дайками основного и среднего составов, также метаморфизованными. На северо-западе блока сохранились структуры пиллоу-лав, по простиранию переходящих в амфиболиты. Выделяется несколько этапов деформаций. Во время эпизода D_1 произошли крупные надвиги гнейсов на зеленокаменные образования. При деформациях D_2 и D_3 и гнейсы, и примыкающие к ним зеленокаменные породы подверглись высокотемпературному метаморфизму с образованием гранатовых амфиболитов, ставролит-кианит-силлиманитовых сланцев и двупироксен-оливин-грюнеритовых пород по железистым осадкам. Температурный интервал метаморфизма оценивается в 580—700 °С при давлениях 5 кбар и более. М. Бикле с соавторами считают, что первичный метаморфизм и гранитизация вызваны утолщением коры при надвигах, а повторный —

Состав архейских хлорит-мусковитовых сланцев и железистого кварцита (WC3) надсерии Пилбара [Mc Lennan et al., 1983]

Компонент	Pg1	Pg3	Pg6	Pg7	80-05	MC	WC1	WC3
SiO ₂	58,58	55,57	60,22	57,60	67,15	47,11	58,91	48,07
TiO ₂	0,69	0,61	0,58	0,78	0,55	1,06	0,72	0,66
Al ₂ O ₃	23,79	25,50	19,87	26,60	13,83	27,15	23,91	15,57
ΣFeO	4,08	5,17	6,06	2,73	7,51	7,69	4,84	20,91
MnO	0,009	0,013	0,026	0,009	0,055	0,054	0,065	0,102
MgO	2,50	3,32	4,28	0,70	4,37	4,98	2,68	4,78
CaO	0,024	0,008	0,011	0,006	0,006	0,026	0,52	1,69
Na ₂ O	0,31	0,37	0,31	0,38	0,19	0,88	1,60	0,66
K ₂ O	5,37	4,67	3,67	7,10	1,91	4,76	2,26	0,99
П.п.п.	4,64	5,27	4,91	4,09	4,27	6,08	4,42	6,36
С у м м а...	99,99	100,00	99,94	100,00	99,84	99,79	99,93	99,79
Cs	5,30	5,40	3,47	15,1	2,60	4,76	2,45	0,87
Ba	1141	1114	998	1458	345	1200	647	208
Sr	34,0	41,4	43,4	165	23,6	112	He обн.	He обн.
Pb	9,61	22,0	18,8	37,8	8,34	18,7	24,8	72,9
Sn	24,0	12,3	9,37	15,0	3,84	7,46	9,06	5,13
Co	15	28	36	He обн.	32	44	17	30
Ni	286	333	500	48	342	424	162	134
Cr	627	614	788	477	407	635	353	222
V	154	153	169	128	95	294	209	118
Sc	18	18	19	17	16	28	24	17
Zr	174	120	221	142	168	150	271	154
Hf	5,33	4,85	4,29	6,26	3,52	4,63	5,39	3,72
Nb	16,0	12,7	13,1	22,0	12,9	13,3	15,2	10,9
Mo	0,51	1,03	1,02	1,10	1,54	0,82	0,63	1,33
W	2,37	4,43	3,07	4,02	1,36	2,88	2,56	2,24
U	1,69	2,37	2,23	7,84	1,11	4,43	3,40	1,92
Th	8,81	12,8	10,1	25,7	5,16	13,7	12,4	7,26
Bi	0,17	0,30	0,24	0,18	0,18	0,24	0,15	0,65
B	95	76	77	183	24	62	45	10

всплыванием гранито-гнейсового купола с плавлением и внедрением гранитного батолита Шоу.

Такая геологическая обстановка, характерная для оловорудных пегматитов поля Куглегона, близка и на других месторождениях блока Пилбара. Например, поля комплексных редкометалльных пегматитов Воджина, Стрелли и Табба-Табба залегают в толще Уорравуна, сложенной интенсивно дислоцированными амфиболитами, железистыми кварцитами и аспидными сланцами. Причем жилы, секущие амфиболиты, в основном танталоносны, а те, что залегают в железистых кварцитах, — оловоносны [Поля..., 1976].

Мусковит-хлоритовые сланцы из разных подразделений толщи характеризуются широкими вариациями состава, высокими содержаниями глинозема и калия, но одновременно обогащены Sr и Ni (табл. 2.13). По-видимому, они образовались из продуктов выветривания основных вулканитов или являются результатом их метасоматического преобразования. В них также значительно повышены концентрации Cs, Sn, W, Nb (Li и Rb не анализировались), что перекликается со специализацией пегматитов пояса.

Срединный массив Брокен-Хилл

Пегматитовая провинция Брокен-Хилл с бериллиевыми и литиевыми месторождениями приурочена к нижнепротерозойскому срединному массиву, сложенному породами комплекса Уилльям. Толща состоит преимущественно из метапелитов и фельзитовых гнейсов, в меньшей степени основных сланцев и зонально метаморфизована. С северо-запада на юго-восток метаморфизм последовательно повышается от гранатандалузит-мусковитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации до силлиманит-кордиерит-ортоклазовых и двупироксеновых ассоциаций гранулитовой фации [Binns, 1964; см. рис. 2.26 в Слюдоносные пегматиты..., 1990]. Г. Филлипс и В. Уолл [Phillips, Wall, 1981] установили увеличение в этом комплексе температуры (от 550 до 800 °С) и давления (от 5 до 6,5 кбар). Для комплекса характерно широкое развитие диафторитов в изобарных условиях (~5 кбар) при снижении температуры до 500 °С. Пегматитовые поля различной специализации приурочены к зонам диафтореза: мусковитовые пегматиты и поле Та-Ве пегматитов Эгебек располагаются в диафторированных гранулитах, Ве-У месторождение — в породах амфиболитовой фации и только Li-Sn-Ве пегматиты Эуриови — в гранат-андалузит-мусковитовой зоне прогрессивного метаморфизма.

2.2. ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ПЕГМАТИТОНОСНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Помимо редкометалльных пегматитовых месторождений, приуроченных к докембрийским трогам и зеленокаменным поясам в фундаменте древних платформ, существует целый ряд редкометалльных пегматитовых полей в их фанерозойском (чаще всего палеозойском) складчатом обрамлении. Это протяженный каледонский складчатый пояс Аппалач, подробно описанный нами ранее [Слюдоносные пегматиты, 1990], и пегматитовые пояса складчатых систем Палеотетиса.

2.2.1. АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Срединный массив Сангилен

В Сангиленском срединном массиве выделяются два структурных этажа. Нижний сложен интенсивно дислоцированными породами, представленными кристаллическими сланцами, кварцито-сланцами, гнейсами и амфиболитами тесхемской и мугурской свит нижнего протерозоя (с плагио- и калишпатовой мигматизацией) и графитовыми мраморами балыгтыгхемской и чартысской свит среднего протерозоя [Блюман, 1979]. В мраморах последней залегает поле сподуменовых пегматитов Тастыг. Вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения нарынской и чатырхойской свит рифейского возраста слагают верхний структурный этаж, имеют более простое строение и изначально слабые эпигенетические изменения в отличие от глубокого метаморфизма пород нижнего этажа.

Оба структурных этажа в ордовикское время испытали региональный метаморфизм с формированием ярко выраженной зональности [Блюман, 1983]. Изограды метаморфизма особенно хорошо проявлены в породах верхнего этажа, где они имеют не только согласное, но и секущее простирания пород положение (рис. 2.18). Степень метаморфизма с востока на запад увеличивается от филлитов и аспидных сланцев до силлиманитовых гнейсов.

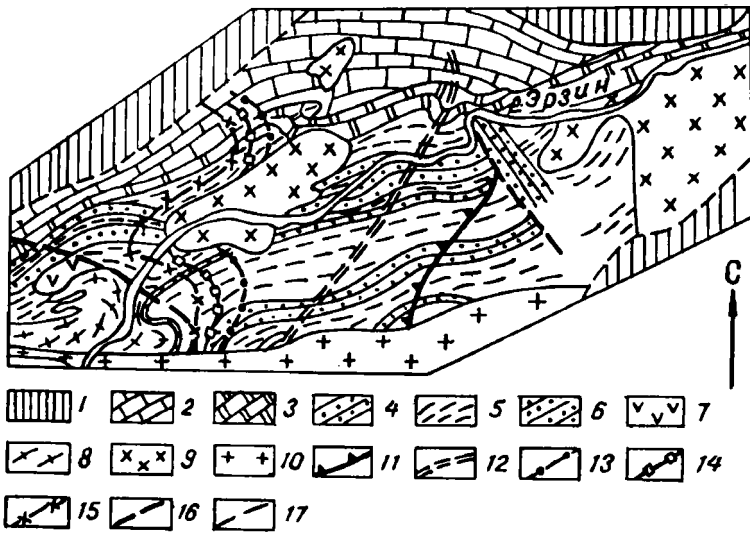


Рис. 2.18. Геологическое строение участка срединного массива Сангилен [Блюман, 1979]. 1, 2 — нижний структурный этаж: 1 — гнейсы и сланцы тесхемкой и мугурской свит (PR_1), 2 — графитовые мраморы балыгытхемской свиты (PR_2); 3—10 — верхний структурный этаж: 3 — песчанистые мраморы, 4 — кварцитосланцы, 5 — метapelиты, 6 — мраморизованные известняки ($V-C$?), 7 — двупироксеновые габбро, 8 — гранодиорито-гнейсы, 9 — биотитовые граниты, 10 — двуслюдяные граниты; 11—16 — изограды: 11 — хлорита, 12 — биотита, 13 — кордиерита, 14 — андалузита, 15 — ставролита, 16 — силлиманита; 17 — разломы.

Изограды индекс-минералов огибают массив автохтонных гранодиоритов (гранито-гнейсовый купол — В.А.М.), но пересечены телами аллохтонных биотитовых и двуслюдяных гранитов. Б.А. Блюман приводит средний редкоэлементный состав метаморфических (по-видимому, метатерригенных — В.А.М.) пород низкотемпературных зон Сангиленского метаморфического комплекса (табл. 2.14). Петрохимический состав пород не приведен, но соотношения элементов достаточно необычны: при высоких концентрациях элементов группы железа содержания Ti , Mn , Sr и Pb очень низки. Редкие щелочные элементы, к сожалению, не анализировались.

Таблица 2.14

Средний состав метаморфических пород Сангиленского срединного массива по зонам метаморфизма [Блюман, 1983]

Компонент	Зона		
	хлорит-серицитовая	биотитовая	андалузитовая
Ti	0,11	0,11	0,14
Mn	0,04	0,045	0,05
Na	1,59	1,82	1,68
K	0,83	0,87	1,47
Ba	309	282	306
Sr	107	67	58
Pb	3,77	3,68	3,96
Sn	2,05	2,2	2,46
Zn	42,4	81,3	75,7
Cu	21,8	27,4	36,8
Co	11,86	11,56	15,58
Ni	53,64	43,58	101,95
Cr	27,98	26,31	43,21
V	96,53	79,16	122,2
Sc	8,26	8,0	8,43
Mo	46,6	67,4	86,8
	2,47	2,87	4,12

Примечание. Ti , Mn , Na , K — %, остальные — г/т.

Прииртышское и Монголо-Алтайское поднятия

Эти две крупные антиклинорные зоны Алтайской горной системы, развитие которых начиналось в каледонское время, а завершилось в эпоху образования герцинид, вмещают пояса редкометалльных пегматитов, протянувшиеся с северо-запада на юго-восток на 1000 км при ширине от 100 до 340 км (рис. 2.19). Пегматитовые поля располагаются в Центральной зоне Прииртышского поднятия к юго-западу от Иртышской зоны смятия (Калбинский и Нарымский хребты) и в Верхнеиртышской антиклинали Монголо-Алтайского поднятия [Леонтьев, 1969]. По тектонической позиции они существенно отличаются от большинства полей редкометалльных пегматитов.

Прииртышское поднятие ограничено зонами Иртышского и Теректинского разломов. В северо-восточной части (Иртышская зона смятия) оно сложено вулканогенной толщей средне-верхнедевонского возраста: основные и средние вулканиты, их туфы, хлоритизированные аргиллиты с туфовым материалом [Шавло, 1958]. Кое-где в ядрах антиклиналей вскрыты нижнепалеозойские породы — известняки, кремнистые сланцы, яшмоиды. Центральная зона поднятия (собственно Калбинский и Нарымский хребты) образована нижнекарбонными отложениями калбинской серии (глинистыми и углито-глинистыми сланцами в переслаивании с аркозовыми песчаниками, хлоритовыми сланцами и туффитами). Породы калбинской серии Центральной и Иртышской зон смятия сложно дислоцированы и неравномерно метаморфизованы. Наиболее интенсивно метаморфизованы породы осевой части Иртышской зоны смятия — до амфиболитовой фации с участками мигматизации. На северо-запад и юго-восток степень метаморфизма резко падает до низов зеленосланцевой фации.

Существенно терригенная толща Центральной зоны прорвана интрузиями различного возраста и состава. Наиболее ранний змеиногорский комплекс

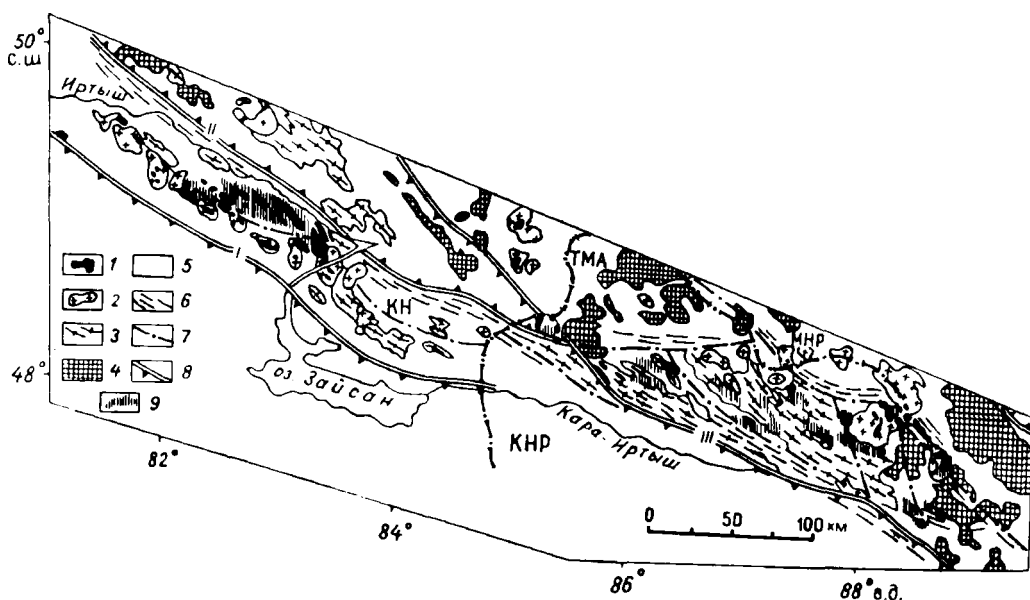


Рис. 2.19. Структура Алтае-Монгольского поднятия и положение в ней гранитоидов и полей редкометалльных пегматитов [Леонтьев, 1969, с упрощениями].

1, 2 — поздняя и ранняя фазы гранитов позднегерцинского комплекса Горного и Монгольского Алтая, калбинского и монастырского комплексов; 3 — батолитовая гранитная формация (среднегерцинский комплекс Монгольского Алтая, змеиногорский — Калба-Нарыма); 4 — средне-нижнепалеозойские гранитоидные формации; 5 — метаморфические породы; 6 — зоны смятия; 7 — разломы; 8 — границы геоантиклиналей (зоны глубинных разломов: I — Теректинская, II — Иртышская, III — Локтевско-Караиртышская); 9 — поля редкометалльных пегматитов; КН — Калба-Нарымская, ТМА — Талицко-Монголо-Алтайская геоантиклинали.

состоит, по существу, из основных—ультраосновных массивов, не имеющих приконтактных изменений; массивов анортозитов—диоритов—гранодиоритов с интенсивной огнейсованностью и катаклазом; жильных тел кварцевых альбит-порфиров и альбитофинов. Более молодой и недеформированный калбинский интрузивный комплекс включает крупные батолиты гранитов и адаметлитов монастырского и калбинского типов и позднекалбинские малые аплитовидные интрузии. С ними связаны широкие ореолы контактовых изменений и серии пегматитовых жил (см. рис. 2.19).

Вторая зона развития редкометалльных пегматитов — Верхнеиртышский антиклинорий Монгольского Алтая — сложена верхнедевонскими порфироидами, нижнекарбонowymi микрокристаллическими сланцами и песчаниками, по-видимому, меняющейся степени метаморфизма: от слабой зеленосланцевой до кристаллических сланцев со ставролитом и силлиманитом в приконтактных частях позднегерцинских гранитных интрузий калбинского типа. Наиболее известные поля редкометалльных пегматитов южных склонов Монгольского Алтая (Коктогайское и др.) приурочены к интрузивному узлу, контролируемому Корумты-Цагангольской зоной разломов, с которой связан и динамометаморфизм вмещающей толщи [Леонтьев, 1969].

2.2.2. ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

В этом регионе на периферии и в обрамлении Агинского срединного массива расположено несколько полей редкометалльных пегматитов: Седловское, Завитинское и Кангинское на севере (рис. 2.20), Кулиндинское на востоке и Дурулгуевское на юге массива. Первые три поля находятся в зоне влияния Монголо-Охотского шва, отделяющего Агинский массив и мезозойскую складчатую область от докембрийско-палеозойской Селенгино-Становой области. В пределах зоны Монголо-Охотского шва в верхнем триасе сформировался Ингодино-Шилкинский прогиб [Алтухов и др., 1973]. В настоящее время он прослеживается в виде субширотной прерывистой цепи впадин, выполненных вулканогенными и терригенно-вулканогенными формациями. Они разделены выступами докембрийского фундамента и в структурном плане представляют грабен-синклинали. Пегматитовые поля приурочены к пересечениям Монголо-Охотского шва поперечными разломами северо-западного простирания, сквозными для фундамента и пород выполнения грабена [Недумов, Земская, 1971].

Наиболее детально изученное Завитинское поле сподуменовых пегматитов [Загорский, Кузнецова, 1990] расположено вблизи пересечения Монголо-Охотского шва Восточно-Агинским разломом. Здесь развиты терригенные отложения верхнего структурного яруса Агинского срединного массива, которые накапливались в период заложения Ингодино-Шилкинского прогиба одновременно с дроблением и переработкой северного крыла Агинского поднятия. Они подразделяются на три свиты. Наиболее распространены, особенно в западной части поля, породы нижней каменной свиты верхнего триаса, представленные в основном конгломератами и песчаниками. Средняя номоконовская свита состоит из переслаивания углистых алевролитов с линзами песчаников и конгломератов в нижней части разреза и тонкополосчатых песчаников и алевропесчаников в верхней. Подавляющее большинство пегматитов поля залегает в породах этих двух свит. В юго-восточной части поля обнажаются конгломераты, полимиктовые песчаники и алевролиты залегающей выше комользинской свиты верхнего триаса. Среди метаосадочных пород иногда встречаются пласты кислых вулканитов мощностью, достигающей

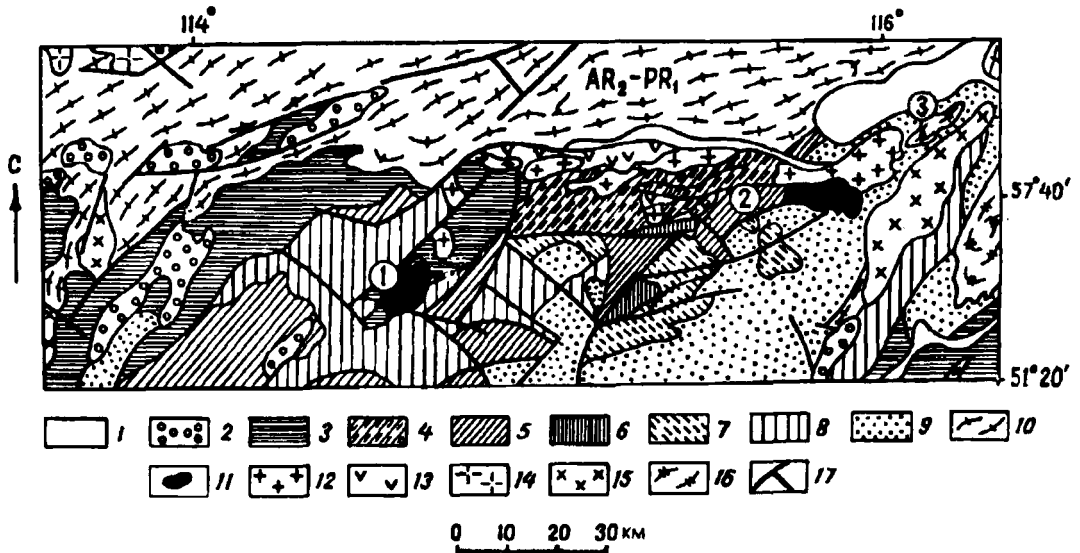


Рис. 2.20. Геологическое строение северной части Агинского срединного массива и Ингодино-Шилкинского прогиба (по материалам геологических съемок).

1 — четвертичные отложения; 2 — алевролиты, аргиллиты, основные эффузивы (K_1); 3 — конгломераты, песчаники (J_2); 4 — конгломераты, песчаники, андезиты, дациты, туфоконгломераты каменной свиты (T_3k); 5 — песчано-аргиллитовая толща с туффитами (комользинская и номоконовская свиты, T_3); 6 — песчаники, алевролиты, базальты (P_1); 7 — песчано-глинистая толща с основными эффузивами (C_{2-3}); 8 — песчано-глинисто-карбонатная толща со спилитами и кератофирами ($D_{1-2} - C_1$); 9 — сланцево-карбонатная толща с metabазальтами (PR_3); 10 — основные кристаллические сланцы и гнейсы, гранитогнейсы станового комплекса ($AR_2 - PR_1$); 11 — лейкограниты кукульбейского комплекса (J_2k); 12 — комплекс от плагиогранитов до габбро и пироксенитов (T_3); 13 — основные и ультраосновные породы (T_3); 14 — граниты, аляски-ты бичуринского комплекса (P); 15 — гранодиориты (PZ_3); 16 — гнейсовидные и пегматоидные граниты борщовочного комплекса (J); 17 — разломы; цифры в кружках — поля редкометалльных пегматитов: 1 — Седловское, 2 — Завитинское, 3 — Кангинское.

20—30 м. По составу кварцевые метапесчаники и углистые метапелиты толщи отличаются от средних сланцев сильным обогащением Li, Cs, Sn и W, что, возможно, связано с допегматитовым региональным метасоматозом “гранитного” этапа (см. гл. 9).

Породы испытали региональный метаморфизм в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации и превращены в биотитовые и двуслюдяные сланцы. Имеются взаимоисключающие трактовки складчатой структуры поля: субширотная антиклиналь, с одной стороны, или синклиальная структура — с другой. Но в любом случае в пределах поля картируется “сланцевый купол”, где породы подверглись интенсивному динамометаморфизму. В пределах этого купола находится главная жильная серия сподуменовых пегматитов поля. Кроме того, структура поля усложнена блоковой тектоникой.

Интрузивные образования представлены верхнетриасовой дайковой серией, поздне триасовыми катаклазированными биотитовыми плагиогранитами и верхнеюрскими гранитоидами кукульбейского комплекса (см. гл. 3). Приуроченность гранитов и пегматитов к локальному гравитационному минимуму [Методические рекомендации..., 1983] служит основанием для трактовки разрозненных тел юрских гранитов как выступов единой крупной нескрытой интрузии. Вблизи всех выходов этих гранитов имеются пегматиты, однако связать все многочисленные пегматиты поля с конкретными гранитными штоками и массивами невозможно.

2.2.3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АФГАНИСТАНА

Огромные по масштабам оруденения сподуменовые пегматитовые поля Восточного Афганистана залегают в пределах Каракорум-Южнопамирской складчатой системы, стабилизировавшейся в нижнекиммерийское время [Россовский, Чмырев, 1976]. В ней выделяются три структурные области: Бадахшанский срединный архейский и Нуристанский срединный нижнепротерозойский массивы, а также разделяющая их пермо-триасовая складчатая зона Вахан (рис. 2.21). Срединные массивы представляют собой выступы фундамента, сложенные кристаллическими сланцами, гнейсами и кальцифирами амфиболитовой и гранулитовой степени метаморфизма серий Санглич и Нуристан. Пегматитовые поля приурочены к зоне Вахан, сложенной углистыми, кварц-слюдяными и гранат-ставролитовыми сланцами и известняками серии Кашмунд. Степень метаморфизма их меняется от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. Породы этой зоны обрамляют Бадахшанский срединный массив, слагают осевую часть хр. Гиндукуш и узкие грабен-синклинали среди гнейсов серии Нуристан.

Пегматитоносные гранитоиды представлены комплексом Лагман. Это крупные массивы, в которых выделяются три фазы: плаггиограниты—гранодиориты, порфиривидные биотитовые граниты и двуслюдяные мелкозернистые высокоглиноземистые граниты, часто содержащие гранат и силлиманит. Массивы внедрялись вдоль тектонических границ структурных единиц, и только мелкие тела прорывают отложения серий Кашмунд и Нуристан.

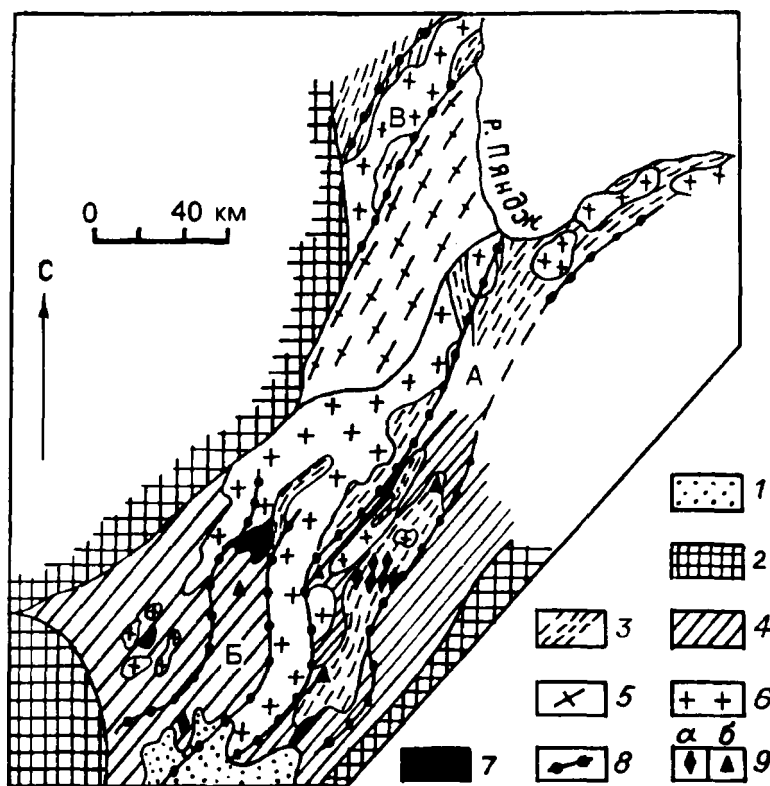


Рис. 2.21. Геологическое строение и пегматитовые пояса Восточного Афганистана [Россовский, Чмырев, 1976, с упрощениями].

1 — неоген-четвертичные осадки; 2 — герцинские складчатые области; 3 — Каракорум-Южнопамирская киммерийско-альпийская складчатая область, пермо-триасовые отложения зоны Вахан; 4 — нижнепротерозойские гнейсы, кристаллосланцы Нуристанского срединного массива; 5 — гнейсы, мигматиты, кальцифиры Бадахшанского архейского срединного массива; 6 — граниты ($K_1 - P_g$); 7 — габбродиоритовый комплекс (K_1); 8 — границы пегматитовых поясов (А — Нуристанский, Б — Гиндукушский, В — Бадахшанский); 9 — главные месторождения литиевых (а) и камнесамоцветных (б) пегматитов.

Возраст гранитоидов — нижний мел-палеоген. Редкометалльные пегматиты расположены вокруг выходов двуслюдяных гранитов комплекса Лагман. Ранние фазы являются вмещающими породами для пегматитов, как и метаморфиты. Наиболее богатые редкометалльные жилы секут известняки и габбро. Пегматитовые поля группируются в ярко выраженные пояса: Нуристанский (до 400 км в длину), Гиндукушский (до 150 км), Бадахшанский (до 150 км) и Гельмендский (более 200 км), положение которых контролируется границами грабен-синклиналей и позицией гранитоидов комплекса Лагман.

2.2.4. СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА АППАЛАЧ

Между структурными зонами Внутренний Пидмонт и Шарлотт на юго-востоке складчатой системы Аппалач располагается узкая тектоническая зона Кингс-Маунтин, вмещающая одноименный пегматитовый пояс. Она ограничена зонами крупных разломов и сложена интенсивно катаклазированными силлиманитовыми кварцитами и мраморами [Слюдоносные пегматиты, 1990, рис. 2.8; Griffiths, Olson, 1953]. В отличие от мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов Внутреннего Пидмонта, пегматиты этого пояса имеют литиевую специализацию и связаны, скорее всего, с жизнью линеаментов, обрамляющих пояс

В северо-восточной части Аппалачской мегаструктуры (штаты Новой Англии), где метаморфизм умеренных давлений сменяется андалузит-силлиманитовой фациальной серией низких давлений, развиты поля редкометалльно-мусковитовых и редкометалльных пегматитов, залегающих в породах девонского возраста и связанных с аплитовидными гранитами [Шмакин, Топунова, 1981; Слюдоносные пегматиты, 1990; рис. 2.9].

Выводы

В геологическом положении редкометалльных пегматитовых поясов и полей различного типа много общего: 1) они формировались в разные тектономагматические эпохи, но в достаточно узких временных интервалах с наиболее мощным развитием в докембрии; 2) большинство из них приурочено к зеленокаменным поясам в докембрии или троговым структурам в фанерозое. Если же вмещающими структурами являются все-таки поднятия, то они, как правило, сопряжены с зонами смятия и высокой проницаемости; 3) внутри зеленокаменных поясов и троговых структур размещение пегматитовых полей контролируется поперечными разломами или приподнятыми блоками; 4) для пегматитовмещающих структур характерен, за редким исключением, прогрессивный низкобарический метаморфизм или повторный метаморфизм низких давлений; 5) в составе вмещающих пегматиты толщ, особенно докембрийских, большую роль играют основные вулканиты и продукты их изменения; 6) редкоэлементный состав главных разновидностей пород, как правило, не отличается от средних составов вулканитов и сланцев, и только в ряде случаев они обогащены редкими элементами, характерными для развитых в данной толще пегматитов.

Как уже было показано Ю.М. Соколовым [1982], в истории развития планеты Земля было несколько импульсов формирования редкометалльных пегматитов, достаточно кратковременных в геологических масштабах. Это верхнеархейские (2700—2500 млн лет) пегматитовые поля в зеленокаменных поясах самых древних блоков земной коры (более 3 млрд лет) и среднепротерозойские пегматитовые месторождения (2000—1700 млн лет), приуроченные к верхнеархейским и нижнепротерозойским зеленокаменным поясам. Фанеро-

зойские редкометалльные пегматитовые поля по времени формирования в Африке и Бразилии соотносятся с панафриканской активизацией древних блоков, в Северной Америке — с концом каледонской орогении. В Азии они располагаются в складчатых структурах вдоль бывшего Палеоазиатского океана или Палеотетиса, формировались в верхнепалеозойское, нижнепалеозойское или палеогеновое время. Их тектоническое положение более разнообразно, но часто они также пространственно сближены с блоками древней коры.

Анализ геологической и тектонической позиции редкометалльных пегматитовых поясов показывает, что в большинстве случаев импульсы пегматитообразования завершали формирование троговых структур: зеленокаменных поясов в архее и протерозое и рифтогенных прогибов в фанерозое. Различия этих структур заключаются в большей доле основного и наличии ультраосновного вулканогенного материала по сравнению с осадочным в зеленокаменных поясах и в меньшей степени зрелости их осадочных отложений. За редким исключением (Гринбушес, Кингс-Маунтин) пегматитовые поля и пояса формируются в структурах с преобладающими напряжениями растяжения, о чем свидетельствует и низкобарический характер метаморфизма выполняющих их толщ, т.е. в структурах с достаточно высокой проницаемостью.

Те скудные данные по геохимической характеристике вмещающих пегматиты толщ, которые удалось найти в литературе, не дают оснований искать в них источник такого количества редких металлов, которые сконцентрированы в редкометалльных пегматитах. Нет четкой приуроченности различно специализированных пегматитов к структурно-вещественным комплексам разного типа. Так, близкие по характеру разрезов зеленокаменные пояса докембрия вмещают разные по специализации типы пегматитов (Канадско-Гренландский щит). Иногда в одном метаморфическом поясе развиты пегматиты разных формаций, что изредка увязывается с термальным полем гранитной интрузии (Блэк-Хиллс) или метаморфической зональности.

Период первого крупного импульса образования редкометалльных пегматитов следовал за массовым и первым в истории Земли гранитообразованием и переходом от овоидно-кольцевой к линейной тектонике с глобальным проявлением рифтогенеза. Возможно, все это было связано с резким усилением процесса отделения вещества ядра Земли и интенсивной миграцией элементов, концентрирующихся во флюидной фазе, в ее верхние оболочки [Сорохтин, 1974]. Появление пегматитовых полей, связанных с зонами смятия и длительно живущих разломов, косвенно свидетельствует о возможном глубинном источнике редких металлов.

Глава 3

ГРАНИТОИДЫ ПОЛЕЙ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В структурах, вмещающих поля редкометалльных пегматитов, как правило, выделяется несколько интрузивных гранитоидных комплексов. Они кратко описаны в гл. 2. Здесь же главное внимание уделим наиболее поздним гранитоидным комплексам, с которыми в ряде случаев пространственно связаны редкометалльные пегматиты.

Известно, что проблема связи полей редкометалльных пегматитов с гранитами решается неоднозначно. В одних случаях связь несомненна, тогда как

в других весьма проблематична. По мнению А.И. Гинзбурга с соавторами [1979, с. 79—80], “можно говорить лишь о принадлежности пегматитов к дифференцированным магматическим комплексам определенного состава, а не о генетической связи конкретных пегматитовых полей с гранитными интрузивами”. Тем не менее впечатляющие примеры тесной пространственной связи зональных пегматитовых полей с гранитами, неизменно “провоцирующие” исследователей на вывод об их генетической связи, далеко не единичны. Наиболее обычны они для фанерозойских пегматитовых полей, гораздо менее характерны для докембрийских. Одним из наиболее детально изученных примеров последних могут служить пегматиты, окружающие массив Харни-Пик и его сателлиты в поле Блэк-Хиллс в штате Южная Дакота [Shearer, Papike, 1988; Norton, Redden, 1990; и др.]. Наиболее обстоятельные обобщения материалов по пегматитоносным гранитам провинций редкометалльных пегматитов сделаны А.И. Гинзбургом с соавторами [1979], П. Черны и Р. Мейнтзером [Černý, Meintzer, 1988].

3.1. СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ И МОРФОЛОГИЯ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ

Пегматитоносные граниты в поясах (провинциях) редкометалльных пегматитов относятся к аллохтонным дифференцированным магматическим комплексам, являясь, как правило, поздними фазами последних [Гинзбург и др., 1979]. Исходные магмы таких комплексов могли возникать в результате [Косалс, Темников, 1983]: а) формирования остаточных расплавов в автохтонных анатектических комплексах, перемещенных затем на более высокие горизонты земной коры; б) выплавления палингенных расплавов в условиях высоких температур и давлений в ядрах гранито-гнейсовых куполов; в) выплавления палингенных перегретых магм в зонах глубинных разломов и тектономагматической активизации под воздействием тепла базитовых магм и, возможно, мантийных флюидов.

Возраст пегматитоносных гранитов и пегматитов, как правило, близок возрасту вмещающих их толщ и укладывается в интервал единого тектономагматического цикла.

Пегматитоносные граниты являются обычно постскладчатыми и имеют, несомненно, интрузивную природу. Часто они контролируются зонами долгоживущих глубинных разломов. Тектонический контроль пегматитоносных гранитов и редкометалльных пегматитов особенно ярко выражен в древних областях. Здесь поля редкометалльных пегматитов часто приурочены к узким линейным зонам, ограниченными глубинными разломами, к так называемым троговым структурам, грабен-синклинориям [Архангельская, Гинзбург, 1976]. Так, расположение массивов гранитоидов саянского пегматитоносного интрузивного комплекса контролируется крупными Главным Саянским, Би-рюсинским, Хусан-Жалгинским и другими разломами и зонами повышенной трещиноватости.

В некоторых полях в пределах этих структур гранитоиды проявлены несоразмерно слабее, чем собственно пегматитовые образования, что, возможно, свидетельствует о более глубинных, по сравнению с современным уровнем среза складчатых областей, условиях формирования магм и значительном “отрыве” пегматитов от гранитов. Такая обстановка характерна, например, для Урикско-Ийского грабена в Саянах (Гольцовое поле). В то же время в пределах протерозойской провинции Супериор в Канаде пегматитовые поля, также контролируемые глубинными разломами, характеризуются достаточно широким про-

явлением гранитного магматизма [Černý, Meintzer, 1988], и проблема связи пегматитов с гранитами здесь не столь остра, как для Восточной Сибири.

В зеленокаменных поясах докембрия большую роль в размещении пегматитоносных гранитов и редкометалльных пегматитов играют не только обрамляющие пояса глубинные разломы, но и поперечные нарушения (Приазовский блок Украинского щита, Урикско-Ийский грабен юга Сибирской платформы). В складчатых областях фанерозоя (в том числе в мезо-кайнозойских областях), тектонический контроль также проявлен достаточно отчетливо. И здесь особая роль принадлежит разломам глубокого заложения в фундаменте. Именно на пересечении последних более молодыми поперечными разломами часто располагаются поля редкометалльных пегматитов. Например, в Забайкалье выделяются следующие типы структур, контролирующих размещение пегматитоносных плутонов [Косалс, Темников, 1983]: а) зоны крупных разломов; б) ядра антиклинальных складок линейного типа, приуроченные к участкам сопряжения разноориентированных зон повышенной трещиноватости; в) ядерные части грабен-синклиналей, осложненные надвиговыми структурами; г) ядра брахиформных антиклинальных складок.

Размеры тел гранитов в разных полях варьируют от нескольких километров до нескольких сотен квадратных километров и более. При этом размеры массивов, так же как и масштабы пегматитовых полей, часто коррелируются с размерами контролирующих их геологических структур.

Форма тел гранитных массивов разнообразна — от пластовой до овально-купольной. В Афганистане пегматитоносные массивы заключительной фазы комплекса Лагман обычно представляют собой сателлиты, обрамляющие крупный Алингарский плутон, реже — тела неправильной формы внутри этого плутона. Для массивов-сателлитов характерна вытянутая пластообразная форма. Они встречаются как в нижнем, так и в верхнем структурном ярусах, но большинство из них межформационные. Лакколито- и гарполитообразные тела гранитов свойственны многим докембрийским и палеозойским пегматитовым поясам. Они используют при внедрении не только разломы и ослабленные зоны между различными формациями, но и границы между предшествующими гранитами и вмещающими их толщами.

Согласно геолого-геофизическим данным [Щерба и др., 1971; Кашеев, Щук, 1978], Калба-Нарымский плутон в Восточном Казахстане, с которым связаны редкометалльные пегматитовые поля Центральной Калбы, состоит из ряда лакколитообразных массивов, имеющих щелевидные глубинные магмоводы. Последние в наиболее широких частях приобретают в сечении овальную штокообразную форму. Магмоводы контролируются разломами и их пересечениями. Именно магмоводы, а не массивы гранитов в целом или отдельные их фазы, по-видимому, следует рассматривать в качестве концентров при формировании зональных пегматитовых полей.

Средняя вертикальная мощность Калба-Нарымского плутона в Центральной Калбе оценивается в 6—7 км, а “корни” — магмоводы — погружаются вниз еще на 3—5 км и более. Многие массивы плутона состоят из совокупности сравнительно маломощных пологозалегающих линз или пластообразных тел, разделенных прерывистыми перегородками вмещающих пород, так что массивы состоят как бы из нескольких этажей (рис. 3.1). “Межэтажные” перегородки играют роль крупных структурных ловушек, в которых локализуется значительная часть жильных образований, в том числе пегматитовых тел. Характерной чертой этого района является то, что все крупные редкометалльные пегматитовые объекты размещаются внутри гранитных интрузивов [Магматизм..., 1982].

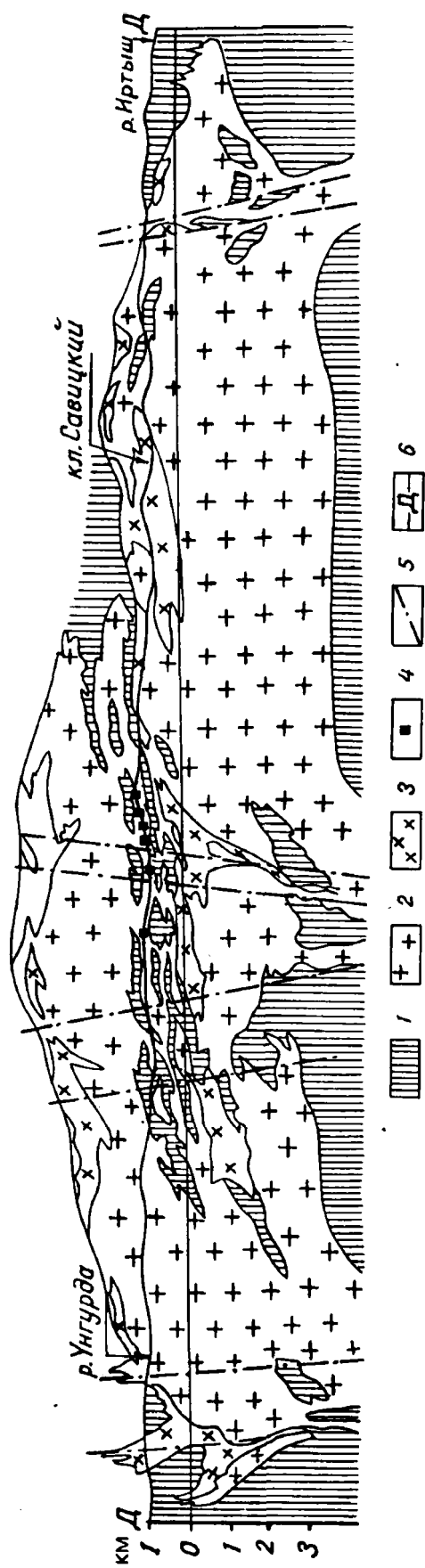


Рис. 3.1. Схема этажного строения гранитного интрузива калбинского комплекса в районе Огневского рудного поля [Магматизм..., 1982].
 1 — вмещающие породы; 2 — граниты I фазы; 3 — III фазы; 4 — III фазы; 5 — разломы; 6 — уровень эрозийного среза (дневная поверхность).

Штокообразные и купольные формы тел пегматитоносных гранитов наиболее характерны для мезозойских складчатых областей, например, Восточного Забайкалья. Но проявлены такие формы и в докембрийских, и палеозойских поясах. Куполообразную форму имеет, в частности, уже упомянутый раннепротерозойский плутон Харни-Пик в Южной Дакоте (США). Он сопровождается огромным количеством более мелких куполов и силлов, образующих в совокупности купольную структуру, разрастающуюся вверх и вниз [Shearer et al., 1987]. Практически во всех полях тенденция к приобретению пластовой формы усиливается от более крупных тел к мелким сателлитам.

3.2. СТРОЕНИЕ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ И МАССИВОВ ГРАНИТОВ

Комплексы пегматитоносных гранитов в пределах полей и поясов редкометалльных пегматитов имеют двух- либо трехфазное строение, характеризуются широким разнообразием разновидностей пород и сложностью их взаимоотношений. П. Черны и Р. Мейнтзер подчеркивают пространственную и временную обособленность наиболее поздних собственно пегматитоносных гранитов от син- и позднектонических тоналитов-трондьемитов и гранодиоритов-гранитов крупных батолитов [Černý, Meintzer, 1988], имея, очевидно, в виду прежде всего так называемые S-граниты, образовавшиеся *in situ*. Вещественный состав некоторых из них кратко охарактеризован в гл. 2. Однако возможность тесной ассоциации анатектических биотитовых и кордиерит-биотитовых S-гранитов с пегматоидными гранитами и пегматитами недавно убедительно показана на примере батолита Гоуст-Лейк в Онтарио [Breakey, Moore, 1992]. Кроме того, первая фаза пегматитоносных комплексов во многих районах представлена именно гранодиоритами и биотитовыми гранитами*, слагающими наиболее крупные массивы, в пегматитовых поясах. Таковы, например, Алингарский плутон в Афганистане, Памирско-Шугнанская интрузия на Памире, многочисленные массивы в пределах Восточно-Саянского пояса Сибири и Калба-Нарымского в Казахстане, а также ряд пегматитоносных массивов кукульбейского комплекса в Забайкалье.

Вторая фаза обычно представлена биотитовыми и двуслюдяными гранитами-лейкогранитами, за которыми во многих полях следуют жильные граниты и пегматиты. В ряде регионов выделяется еще третья фаза пегматоидных гранитов-лейкогранитов, содержащих фациальные обособления внутригранитных пегматитов. Жильные пегматиты, включая наиболее богатые редкими элементами тела, рассматриваются как заключительная фаза пегматитоносных комплексов.

Для докембрийских пегматитовых полей Канады П. Черны с соавторами [Černý, et al., 1981] отделяют диориты, гранодиориты и тоналиты как более ранние от собственно пегматитоносных гранитов и приводят следующий перечень наиболее распространенных типов последних [Černý, Meintzer, 1988]: 1) мелкозернистые или порфиробластические биотитовые граниты; 2) мелкозернистые лейкограниты; 3) пегматоидные лейкограниты; 4) натриевые аплиты; 5) калиевые пегматиты; 6) обогащенные редкими элементами пегматиты.

Сходный перечень пород характерен и для фанерозойских комплексов [Гинзбург и др., 1979; Загорский, Кузнецова, 1990; и др.]. В одних полях этот ряд неполон, чаще всего за счет отсутствия пегматоидных гранитов, в других,

*Биотитовые граниты иногда входят в состав второй фазы пегматитоносных комплексов.

наоборот, более широк в связи с развитием специфических разновидностей необычной структуры и текстуры.

В биотитовых гранитах вкрапленники калишпата, количество которых варьирует от 0 до 15—20 %, и чешуйки биотита обычно равномерно распределены в мелкозернистой кварц-калишпат-олигоклазовой основной массе гипидиоморфно-зернистой структуры. Акцессорные минералы: апатит, гранат, реже циркон, ортит, иногда турмалин.

Среди мелкозернистых лейкогранитов выделяются биотитовые (наименее характерные), двуслюдяные и мусковитовые разновидности. Структура пород гипидиоморфно-зернистая, участками с элементами пойкилитовой или порфиroidной. Количество слюд достигает 10—12 %. Акцессорные: апатит, гранат, турмалин, циркон.

Основу пегматоидных лейкогранитов составляет мелко-средне-, реже крупнозернистая кварц-калишпат-альбитовая либо кварц-альбитовая матрица гипидиоморфно-зернистой структуры, содержащая до 10 % слюд — биотита и мусковита, часто только мусковита. Количество калишпата варьирует от 5—7 до 15—18 %. Пониженные его содержания компенсируются более высокими количествами альбита и мусковита. Практически обязательным является гранат, количество которого в мусковитовых разновидностях достигает 3—4 %. Наряду с гранатом часто присутствует турмалин. В этой матрице содержатся участки и просечки кварц-полевошпатового состава, более крупнозернистые, чем вмещающая их матрица, а также порфиробласты калишпата размером от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. Калишпат иногда содержит субграфические вроски кварца. Соотношение гранитной матрицы и пегматоидных обособлений очень непостоянно. Резко неравнозернистые породы с соизмеримыми количествами матрицы и обособлений в отечественной литературе обычно называют гранит-пегматитами, которые, как правило, рассматриваются в качестве начальных членов эволюционных рядов пегматитов.

Альбитовые (натриевые) аплиты и калишпатовые (калиевые) пегматиты образуют фациальные обособления среди пегматоидных гранитов в виде пятен, линз и слоев. Аплиты содержат мусковит и гранат, которыми иногда обогащаются отдельные “прослои”. В пегматитовых обособлениях на границе калишпата и кварца отмечаются клевеландит и пластинчатый мусковит. Кроме граната и турмалина в этих породах встречаются берилл, колумбит, триплит. Кроме того, в некоторых пегматитовых полях Канады, например Векуско-Лейк и Грир-Лейк в Манитобе, Дриден в Онтарио, в гранитах обнаружены фациальные “высокоминерализованные линзы и ленточные тела пегматитов”, содержащие петалит, сподумен, лепидолит, колумбит-танталит и другие редкометалльные минералы [Cerný, Meintzer, 1988, с. 180].

Количественные соотношения разновидностей гранитных пород в разных полях могут различаться весьма значительно, а их взаимоотношения даже в пределах одного поля часто противоречивы и могут трактоваться неоднозначно в рамках понятий “фаза — фация”. Ниже дается характеристика некоторых пегматитоносных комплексов.

Плутон Харни-Пик в поясе Блэк-Хиллс состоит из главного изометрично-го в плане массива и многочисленных куполообразных сателлитов и силлов. Центральная часть главного массива представлена двуслюдяными гранитами — лейкогранитами, которые к периферии и в сателлитах сменяются турмалин-мусковитовыми гранитами. Турмалин и биотит вместе встречаются очень редко, тем не менее резкие фазовые границы между содержащими их

породами исследователями не отмечаются [Walker et al., 1986; Shearer et al., 1987; Nabelek et al., 1992]. Многие силлы представляют собой расслоенные, в том числе двуслойные тела. В последних у лежачего бока развит турмалин-мусковитовый гранит, а у висячего — пегматит. Количество пегматитовой составляющей в силлах увеличивается по мере удаления от центрального массива Харни-Пик.

Для сателлитов, из которых наиболее детально изучен Каламити-Пик [Rockhold et al., 1987; Duke et al., 1992], кроме обычной макрорасслоенности характерна еще ритмичная микрорасслоенность многих слоев турмалин-мусковитовых гранитов. В таких телах мощность макрослоев гранитов и пегматитов колеблется от 0,1 до 2 м, а их длина — от 5 до 100 м.

Контакты между макрослоями обычно резкие, но на локальных участках могут быть расплывчатыми. Главное различие по минеральному составу заключается в обогащении пегматитовых слоев калишпатом, а гранитовых — альбитом. В свою очередь в гранитных слоях микрослоистость обусловлена чередованием светлых кварц-альбитовых прослоев с прослоями, обогащенными турмалином, гранатом и мусковитом. Мощность таких прослоев 2—20 мм, редко более. Это так называемые “линейные породы” (line rocks), которые в целом по составу соответствуют нерасслоенным турмалин-мусковитовым гранитам в макрослоях. Кроме того, в Каламити-Пик присутствуют участки биотитового гранита (менее 5 % от объема тел) и дайки аплитов.

Образования докембрийского саянского интрузивного комплекса в Восточном Саяне подразделяются на две фазы [Абрамович, 1970], в первую из которых формировались биотит-амфиболовые диориты, иногда содержащие пироксен, биотитовые и биотит-амфиболовые гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты и низкощелочные граниты. Во вторую фазу внедрялись интрузии биотитовых и мусковит-биотитовых гранитов, мусковит-, биотит- и турмалинсодержащих лейкогранитов, пегматоидных гранитов, пегматитовых и аплитовых жил. Массивы гранитоидов могут быть сложены породами одной или двух фаз. Так, в строении Далдарминского массива, около которого расположено Малореченское пегматитовое поле, наблюдаются диориты и гранодиориты первой фазы и биотитовые граниты второй. Зимовнинский массив, примыкающий к Гольцовому пегматитовому полю, сложен практически только породами первой фазы.

В Елашском грабене Северо-Западного Присянья таким однофазовым массивом является Елашско-Тенишетский, сложенный гранодиоритами и низкощелочными гранитами. В расположенных здесь Вишняковском и Александровском пегматитовых полях наряду с указанным выше гранодиоритовым массивом наблюдаются массив биотитовых и амфибол-биотитовых гранитов и дайковые тела гранит-порфиров, ранее относимые также к саянскому комплексу, но по геохимическим особенностям они соответствуют рапакивиподобным образованиям [Макагон, Шмакин, 1988]. Двуслюдяные и пегматоидные граниты здесь имеют очень ограниченное распространение. В Тагульском и Туманшетском прогибах этого региона наблюдаются массивы биотитовых или турмалин-двуслюдяных лейкогранитов, один из которых (Мальханский) детально описан В.В. Брынцевым [1994]. Эти массивы вообще не сопровождаются пегматитовыми образованиями.

Калбинский пегматитоносный комплекс* в Казахстане сформировался в три фазы: I — биотитовые граниты, реже гранодиориты, адамеллиты, жиль-

*А.П. Пономарева и Ю.А. Туровинин [1996] рассматривают калбинский комплекс как сложное многоэтапное формирование, в котором редкометалльные пегматиты связаны с эволюцией самостоятельного магматического очага.

ные граниты; II — мелко-среднезернистые биотитовые, двуслюдяные граниты, жильные аплиты; III — лейкократовые пегматоидные граниты, турмалин-мусковитовые граниты, двуслюдяные и мусковитовые аплитовидные граниты, гранит-пегматиты и пегматиты [Магматизм..., 1982].

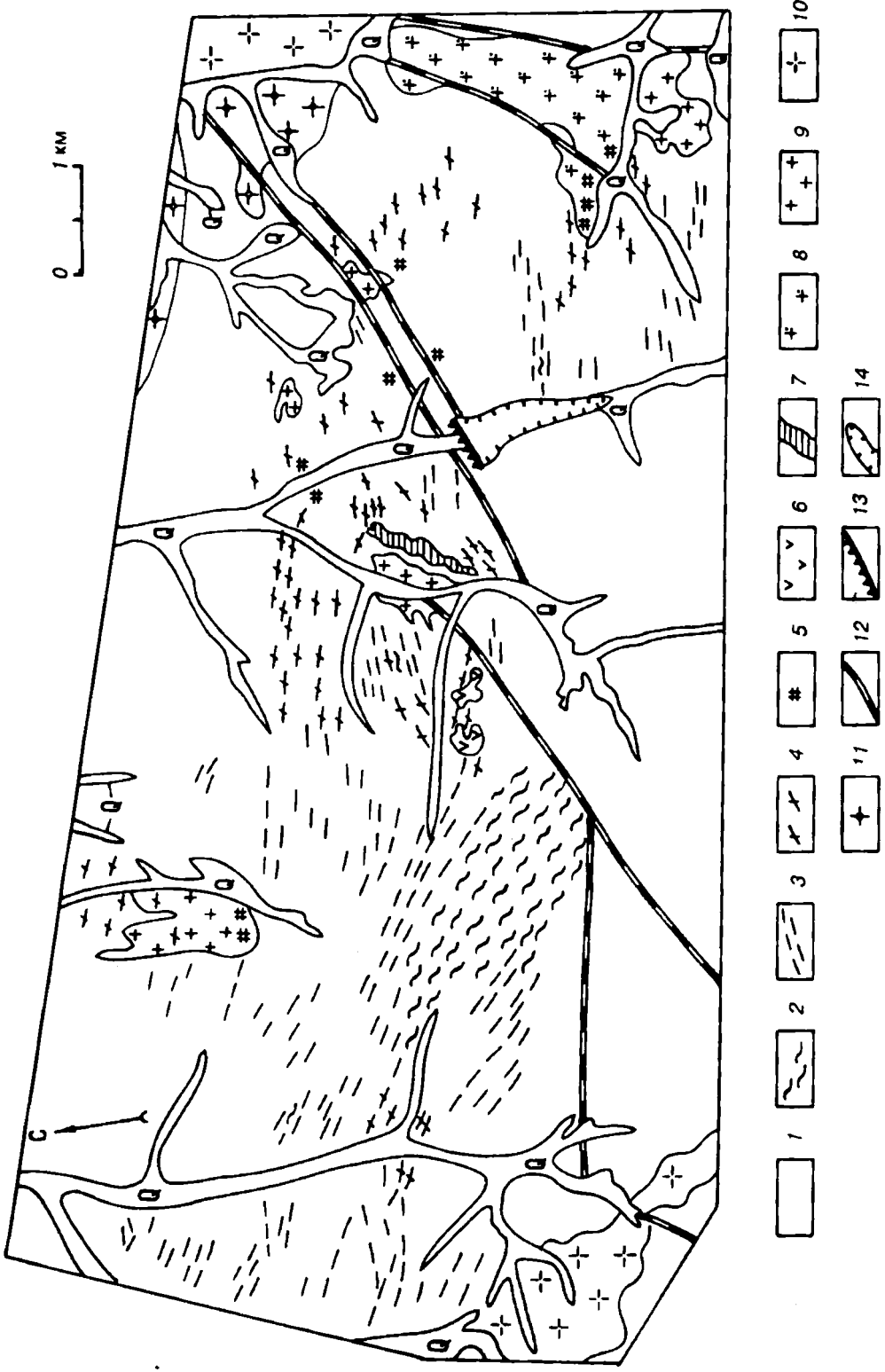
Граниты I фазы составляют около 80—85 % объема комплекса, из них 95—98 % приходится на граниты и гранодиориты. Граниты II фазы формируют пологие пластообразные залежи площадью до 30 км², приуроченные к внутренним сводовым поднятиям массивов, а также крутопадающие трещинные тела. Породы III фазы преимущественно жильные, они образуют поля и линейные зоны и приурочены к наиболее тектонически ослабленным участкам, провесам кровли, межэтажным сланцевым перегородкам. Турмалин-мусковитовые граниты этой фазы формируют штоко- и гарполитовидные тела с множеством жильных апофиз, а также штокверки в более ранних породах, чаще всего I фазы.

Массивы комплекса часто имеют хорошо выраженное концентрически зональное внутреннее строение. Обычно от краев к центру массивов ранние фазы сменяются более поздними, будучи как бы “вложенными” одна в другую. В Прииртышском, Белогорском, Тастюбинском и других массивах, с которыми связаны наиболее крупные редкометалльные пегматитовые поля, соотношение гранитоидов различных фаз следующее (%): I — 70—80, II — 15—25, III — 3—15. При этом среди пород III фазы на пегматиты приходится около 60 % ее объема, на аплит-пегматиты — 10, аплиты — 5, граниты — 20 % [Магматизм..., 1982].

В Восточном Забайкалье пегматитоносный кукульбейский комплекс также представлен тремя фазами. В Завитинском поле [Загорский, Кузнецова, 1990] биотитовые граниты слагают два массива на западном и восточном его флангах (рис. 3.2). Мелкозернистые двуслюдяные граниты — лейкограниты II фазы обычно пространственно тесно ассоциируют с гранитами III фазы. Они участвуют в строении сложных по составу штокообразных либо линейно вытянутых тел совместно с лейкогранитами третьей фазы и гранит-пегматитами, реже образуют самостоятельные тела различной формы. Двуслюдяные и мусковитовые пегматоидные граниты — лейкограниты III фазы являются неотъемлемой частью (матрицей) гранит-пегматитовых тел, но встречаются и в виде самостоятельных тел, обычно изометричной в плане формы. На участке Молоково развита серия мощных жилообразных тел, сложенных особой разновидностью аплитовидных мусковитовых лейкогранитов, которые пересекаются жилами калишпатовых и двуполевошпатовых пегматитов. По структуре и внешнему виду они более всего похожи на аплитовые участки пегматитовых тел, за которые обычно и принимаются. Так же как и пегматоидные мусковитовые граниты, они местами содержат обособления кварц-калишпатового состава или скопления бластических выделений калишпата, придающих породе резко порфириовидный облик.

Район Адола на юге Эфиопии представляет исключительный интерес в аспекте связи пегматитов с гранитами. Здесь наблюдается тесная пространственная и генетическая связь редкометалльных гранитов и редкометалльных пегматитов [Ефимов и др., 1987]. Редкометалльные пегматиты на месторождении Кентича (Be, Ta, Li) формируются в висячем боку крупного пологозалегающего плитовидного тела гранитов и образуют более крутые жилы, отщепляющиеся от этого тела. Снизу вверх наблюдается следующая зональность: мелко-, среднезернистые альбитизированные и грейзенизированные двуполевошпатовые граниты — аплитовидные мусковит-альбитовые граниты с гнездами кварца, блоками калишпата, мусковит-калишпатовыми пегматито-

Рис. 3.2. Схематическая геологическая карта Завитинского поля [Загорский, Кузнецова, 1990, с упрощениями].



1-14 — триасовые (Т) и пермские (Р) метасадочные образования (конгломераты, металериты, метаалевролиты, углистые сланцы); 2 — 5 — пегматиты: 2 — сподумен-калишпат-альбитовые, 3 — альбитовые, 4 — двухполевшпатовые, 5 — гранит-пегматиты; 6 — жильные аплиты; 7-10 — юрские граниты: 7 — нерасчлененные мелкозернистые двуслюдяные (II фаза) и пегматонидные двуслюдяные и мусковитовые (III фаза), 8 — пегматонидные двуслюдяные (III фаза), 9 — мелкозернистые двуслюдяные (III фаза), 10 — биотитовые порфиroidные (I фаза); 11 — верхнетриасовые биотитовые граниты; 12 — главные разломы; 13 — дамба; 14 — техногенные образования. Q — четвертичные отложения.

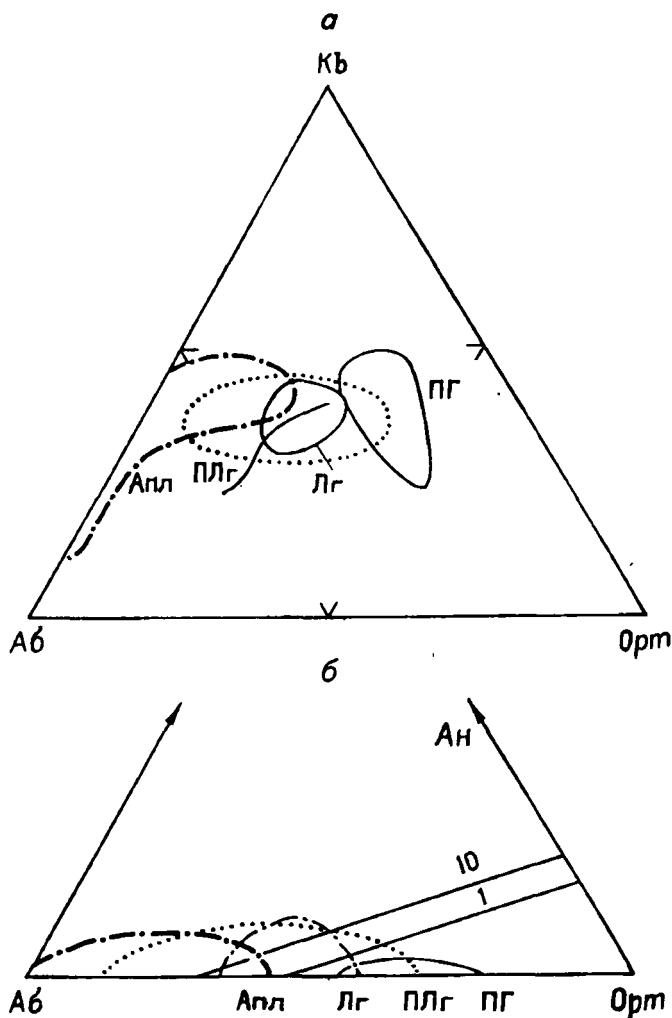


Рис. 3.3. Области составов пегматитоносных гранитов на диаграммах альбит—ортоклаз—кварц (а) и альбит—ортоклаз—анортит (б) [Černý, Meintzer, 1988].

Лг — тонкозернистые лейкограниты; Плг — пегматоидные лейкограниты; ПГ — калишпатовые пегматиты; Апл — аплиты.

выми шлирами — пегматоидные мусковит-калишпат-альбитовые граниты — двуполевошпатовые со сподуменом пегматиты — мусковит-двуполевошпатовые пегматиты, многократно переслаивающиеся с гигантозернистым калишпат-сподуменным комплексом, ядрами кварца и блоками калишпата.

Характерная особенность пегматитоносных комплексов — закономерное увеличение вариаций структурно-текстурных особенностей и минерально-

го состава от ранних к поздним фазам гранитов. На диаграмме кварц—альбит—ортоклаз (рис. 3.3, а) подавляющее большинство составов мелкозернистых биотитовых и двуслюдяных гранитов концентрируется вблизи и на линии температурного минимума, тогда как поле составов пегматоидных гранитов значительно расширяется в обе стороны от этой линии. Такая тенденция приводит в итоге к появлению натриевых аплитовых и калиевых пегматитовых составляющих в заключительных фазах гранитов, образующих изолированные поля на диаграмме. Не менее наглядно описанная закономерность видна и на диаграмме альбит—анортит—ортоклаз (см. рис. 3.3, б).

3.3. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

3.3.1. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОВ

Особенности химического состава гранитов пегматитоносных комплексов, присущие разным полям и поясам, не затушевывают их наиболее характерных черт — повышенной кремнекислотности и глиноземистости при низких содержаниях феррических компонентов (см. табл. 3.1—3.7). В некоторых регионах уже ранняя фаза биотитовых гранитов соответствует по составу лейкогранитам. Таковы, например, граниты Блэк-Хиллс (США) и особенно провинций Манитоба и Онтарио (Канада) (табл. 3.1.).

В докембрийских двухфазовых пегматитоносных комплексах обогащены кремнекислотой обычно только самые поздние гранитоиды фазы II (табл. 3.2

Состав пегматитовых гранитов южной части Канады

Компонент	1(1)	2(5)	3(1)	4(6)	5(3)	6(4)	7(2)	8(2)	9(2)	10(16)	11(11)
SiO ₂	76,30	75,51	74,90	74,17	74,18	75,97	73,15	75,40	72,72	73,8	73,8
TiO ₂	0,10	0,07	<0,01	0,03	0,05	0,04	0,12	0,06	0,04	0,15	0,13
Al ₂ O ₃	12,70	13,39	14,83	14,63	14,80	14,23	14,40	14,33	15,36	14,5	14,5
Fe ₂ O ₃	0,95	0,35	0,62	0,45	0,69	0,52	0,46	0,72	0,61	Н.д.	Н.д.
FeO	0,76	0,54	0,94	0,47	0,88	0,38	1,05	0,28	0,68	1,12*	1,12*
MnO	0,05	0,02	0,21	0,08	0,40	0,05	0,03	0,08	0,06	0,02	0,02
MgO	0,04	0,09	0,04	0,06	0,03	0,05	0,48	0,13	0,06	0,29	0,29
CaO	0,32	0,49	0,19	0,44	0,36	0,23	0,76	0,72	0,29	0,63	0,59
Na ₂ O	3,48	3,42	3,10	4,34	7,63	2,74	3,12	4,09	4,44	3,42	3,64
K ₂ O	5,17	5,10	4,92	4,63	0,54	4,34	5,42	2,83	4,78	5,10	4,73
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,03	0,07	0,05	0,02	0,15	0,16	0,49	0,31	0,33
CO ₂	0,08	0,42	0,03	0,11	0,09	0,11	0,03	0,08	0,11	Н.д.	Н.д.
H ₂ O	0,24	0,42	0,77	0,36	0,29	0,82	0,88	0,67	0,46	*	*
Сумма...	99,63	99,88	100,58	99,84	99,99	99,40	100,05	99,55	100,10	99,34	99,15
F	Н.д.	167	700	200	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Li	72	97	219	33	43	135	71	63	10	114	163
Rb	370	342	875	397	87	503	187	137	343	250	260
Cs	2,7	8,1	16	10	1,8	6,2	15	8,4	8,6		
Be	2,2	2,5	5,0	2,2	2,0	1,5	0,7	0,8	0,8	4,0	5,0
Sr	2,0	31	4,0	52	11	12	83	<6	44	84	66
Ba	52	378	7,0	67	<1	Н.д.	287	8	14	400	310
Pb	15	28	Н.д.	31	6,3	9,3	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Ga	34	38	58	52	54	85	28	48	43	*	*
Y	88	29	72	34	98	13	Н.д.	28	Н.д.	*	*
U	14	15	1,0	8,2	17	5,0	30	23	3,5	*	*
Th	40	22	16	16	23	5,7	Не обн.	6,7	Не обн.	*	*
Zr	142	100	33	25	80	11	78	38	13	78	70
Hf	7,7	2,7	2,9	0,9	1,8	0,18	1,63	3,05	0,34	Н.д.	Н.д.
Sn	11	5,5	44	16	14	0,18	4,8	13	20	*	*
K/Rb	116	124	47	97	52	72	237	132	117	*	*
Ba/Rb	0,1	1,1	<0,01	0,17	<0,01	Н.д.	1,53	0,06	0,04	*	*
Mg/Li	3,0	6,2	1,1	11,0	4,2	2,2	39,7	11,5	31	*	*
Zr/Hf	18,3	37,0	11,4	27,8	44,4	61,1	47,8	12,4	5,8	*	*
Al/Ga	1882	1864	1350	1489	1450	886	2737	1674	1890	*	*
Th/U	2,8	1,5	16	1,95	1,4	1,1	<0,1	0,3	<0,1	*	*

Примечание. 1 — биотитовые граниты (поле Кэт-Лейк-Виннипег); 2 — двуслюдяные мелкозернистые лейкограниты (поля Кэт-Лейк-Виннипег, Векуско-Лейк, Кросс-Лейк, Магилл); 3 — мусковитовый лейкогранит (поле Рад-Сагер-Лейк); 4 — пегматоидные лейкограниты (поля Кэт-Лейк-Виннипег, Векуско-Лейк, Кросс-Лейк, Рад-Кросс-Лейк; провинция Онтарио); 5 — натриевые аплиты (поле Кэт-Лейк-Виннипег; провинция Онтарио); 6 — калиевые пегматиты (поле Кэт-Лейк-Виннипег); 7–9 — поле Осис-Лейк; 7 — биотитовый гранит, 8 — средне-грубозернистый лейкогранит, 9 — пегматоидный лейкогранит; 10, 11 — двуслюдяные и мусковитовые граниты массива Спэрроу (Йеллоунайф) [Kretz et al., 1989]; 10 — центральная, 11 — краевая части массива. Данные для 1–9 заимствованы из [Сегу, Meintzer, 1988]; средние для 2 и 4–6 вычислены авторами. Звездочкой отмечено общее железо, выраженное как FeO. Н.д. здесь и далее в табл. — нет данных.

Состав гранитоидов Урикско-Ййского грабена (материалы В.М. Макагона)

Компонент	Далдарминский массив			Зимовинский массив					Студенческое поле					Калгинское поле					Турмалиновый гранит	Мусковтовый гранит	Аллит	Турмалин-мусковтовый гранит
	Диорит	Тоналит (2)	Биотитовые граниты (2)	Гранодиориты (2)	Тоналит	Платиограниты (2)	Гольмекситизированные платиограниты	Гранодиорит	Биотитовый порфировидный гранит	Двуслюдной гранит	Турмалиновый гранит	Мусковтовый гранит	Аллит	Турмалиновый гранит	Мусковтовый гранит	Аллит	Турмалин-мусковтовый гранит					
SiO ₂	57,01	67,81	72,26	66,02	65,80	69,41	68,73	66,23	71,37	74,41	75,36	74,52	75,95	74,67	74,52	75,95	75,42					
TiO ₂	0,86	0,51	0,22	0,57	0,61	0,48	0,47	0,55	0,31	0,11	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01					
Al ₂ O ₃	14,35	15,41	14,39	15,45	15,26	14,17	14,59	17,14	14,71	14,11	14,65	14,78	14,67	14,99	14,78	14,67	14,62					
Fe ₂ O ₃	8,92	4,20	2,69	5,27	4,91	4,43	3,84	3,85	2,66	1,93	0,85	1,14	0,57	1,46	1,14	0,57	1,10					
MnO	0,15	0,06	0,04	0,06	0,07	0,04	0,05	0,07	0,05	0,03	0,08	0,19	0,06	0,06	0,19	0,06	0,16					
MgO	5,31	1,54	0,55	1,54	1,97	1,26	2,39	1,10	0,58	0,19	0,12	0,05	0,07	0,14	0,05	0,07	0,11					
CaO	6,55	2,36	1,64	2,82	3,28	2,50	3,10	2,52	1,70	0,89	0,41	0,21	0,22	0,43	0,21	0,22	0,27					
Na ₂ O	3,01	4,03	3,69	3,53	3,49	3,32	4,21	4,40	3,45	3,10	4,70	3,94	6,44	5,06	3,94	6,44	4,58					
K ₂ O	2,67	3,25	4,00	3,63	3,36	2,50	2,60	1,78	4,63	4,77	3,15	4,56	1,54	2,57	4,56	1,54	2,87					
P ₂ O ₅	0,27	0,12	0,10	0,17	0,22	0,12	0,12	0,24	0,08	0,04	0,12	0,03	0,01	0,15	0,03	0,01	0,03					
П.п.п.	0,77	0,67	0,36	0,83	0,85	0,73	0,57	0,87	0,62	0,36	0,41	0,75	0,60	0,44	0,75	0,60	0,91					
B	51	5,6	12	10	11	59	32	4,1	30	5,5	400	58	27	800	58	27	33					
F	1200	940	900	2600	1800	600	700	1500	300	265	370	1000	270	250	1000	270	500					
Li	28	36	151	16	329	38	305	305	85	108	5	42	22	10	42	22	25					
Rb	105	138	308	125	160	108	280	146	240	280	310	865	157	256	865	157	455					
Cs	4	5	24	4	110	5	135	24	20	16	10	38	6	9	38	6	20					
Be	1,6	2,4	5,2	1,5	2,1	1,0	4,5	10,7	3,0	2,9	3,8	7,1	4,9	4,1	7,1	4,9	65					
Sn	3,4	3,2	2,7	12	22	9,0	89	75	5,0	9,0	6,8	20	4,2	6,0	20	4,2	19					
Sr	640	335	190	470	50	405	500	1560	170	120	16	22	17	23	22	17	27					
Ba	1100	740	530	1100	960	840	890	2000	1200	500	30	37	170	39	37	170	37					
Pb	25	26	31	21	22	23	24	34	32	37	13	16	31	18	16	31	12					
Zn	110	66	46	87	60	73	56	100	58	51	50	150	52	75	150	52	40					
Ta	0,1	0,4	1,2	0,50	0,8	0,5	0,1	0,2	0,9	1,2	1,7	37	7,6	11,3	37	7,6	30,2					
Nb	1,0	3,4	2,4	4,3	13,2	4,7	0,8	1,7	14	7,5	8,0	45	21,1	19,5	45	21,1	30,2					
Zr	110	135	15	183	290	180	215	70	265	100	30	32	45	40	32	45	25					
Hf	2,7	4,1	0,6	4,6	7,2	4,8	5,0	1,7	6,0	3,5	1,2	2,3	2,0	1,8	2,3	2,0	1,6					
K/Rb	210	196	108	241	174	192	138	158	160	141	84	44	61	84	44	61	52					
Ba/Rb	10,5	5,4	1,7	8,8	6,0	7,8	7,0	13,7	5,0	1,8	0,1	0,04	1,1	0,15	0,04	1,1	0,08					
Nb/Ta	10,0	8,5	2,0	8,6	16,5	9,4	8	8,5	15,6	6,3	4,7	1,2	2,8	1,7	1,2	2,8	0,4					

Состав гранитоидов Елашского грабена

Компонент	Палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда				Рапакивиподобные гранитоиды	
	1(3)	2(1)	3(1)	4*	5(2)	6(2)
SiO ₂	67,94	72,45	74,72	73,68	74,05	71,38
TiO ₂	0,58	0,22	0,06	0,18	0,21	0,51
Al ₂ O ₃	14,79	13,68	13,92	13,50	13,20	12,58
Fe ₂ O ₃	4,62	2,00	1,54	1,86	3,17	4,12
MnO	0,07	0,04	0,09	0,03	0,06	0,05
MgO	1,67	0,43	0,25	0,38	0,21	0,93
CaO	3,14	0,51	0,34	1,54	1,02	0,80
Na ₂ O	3,95	4,42	3,29	2,52	3,57	1,65
K ₂ O	2,23	5,31	4,61	4,79	4,05	6,32
P ₂ O ₅	0,14	0,08	0,10	0,13	0,02	0,08
П.п.п.	0,99	0,66	1,09	1,27	0,50	1,44
B	26	30	25	380	44	27
F	720	330	440	1380	930	2033
Li	48	14	24	132	15	44
Rb	82	259	291	372	194	336
Cs	6	11	20	28	9	8
Be	1,9	3,9	4,1	1	3,3	1,7
Sn	2,9	3,1	6,1	37	4,2	4,5
Ba	1331	608	220	220	1284	1050
Sr	467	104	76	113	120	103
Pb	13,5	31	13,8	44	19	7,5
Zn	91	45	29	36	62	42
Ta	0,6	1,3	1,6	1,9	1,2	1,4
Nb	6,8	5,8	5,0	17	15,6	15,1
Zr	186	100	56	126	419	413
Hf	4,4	3,3	1,9	2,6	6,9	10,4
Ni	22,4	5,6	9,1	6,9	6,4	9,3
Co	41	2,1	1,6	4,1	3,2	12,4
Cr	49	5,0	7,1	13	9,2	18,5
V	62	3,0	4,4	15	8,9	36
Sc	16	4,7	3,6	13	17,5	27,4
K/Rb	261	157	136	110	199	160
Ba/Sr	16,2	2,3	0,8	0,59	6,6	3,1
Nb/Ta	11,3	5,0	3,1	8,9	13,0	10,8
Zr/Hf	42	30	29	48,5	61	40

Примечание. 1 – гранодиориты и низкощелочные граниты; 2 – биотитовый гранит; 3 – двуслюдяной гранит; 4 – турмалин-двуслюдяные лейкограниты Малханского массива; 5 – биотитовый и биотит-амфиболовый граниты; 6 – гранит-порфир. В скобках указано число проб. Материалы В.М. Махагона; отмеченные звездочкой – [Брынцев, 1994].

Состав гранитов Харни-Пик и Каламити-Пик (Блэк-Хиллс, Южная Дакота, США)

Компо- мент	1(4)	2(17)	3(19)	4(1)	5(4)	6(3)	7(2)	8(2)	9
SiO ₂	72,9	73,4	73,7	75,00	74,02	73,03	73,30	73,70	73,20
TiO ₂	0,09	0,07	0,02	0,01	0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,02
Al ₂ O ₃	14,6	14,69	15,21	14,5	15,32	15,27	14,20	15,75	15,0
FeO	0,90	0,71	0,69	0,64	0,71	0,71	0,59	0,87	0,57
MnO	0,01	0,02	0,01	<0,01	0,02	0,02	0,01	0,04	0,02
MgO	0,17	0,15	0,12	0,10	0,10	0,11	0,08	0,07	0,10
CaO	0,98	0,69	0,62	0,30	0,60	0,78	0,32	0,46	0,30
Na ₂ O	3,78	3,61	4,85	4,20	6,51	6,15	4,30	4,00	4,00
K ₂ O	4,68	4,96	3,01	4,80	1,34	1,64	5,05	3,63	5,30
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,20	0,24	0,24	0,21	0,22	0,43	0,22
B ₂ O ₃	0,01	0,01	0,21	0,41	0,44	0,05	0,18	0,17	0,22
П.п.п.	Н.д.	0,30	0,60	0,35	0,20	0,50	Н.д.	Н.д.	Н.д.
С у м м а...	98,30	99,56	98,59	98,61	98,93	99,45	98,30	98,73	98,95
Rb	Н.д.	Н.д.	Н.д.	215	60	82	215	785	260
Cs	3,0	»	»	5,0	2,2	4,7	10	130	9,6
Ba	360	116	50	30	<20	20	35	21	50
Sr	86	37	34	17	22	30	24	110	25
Pb	44	Н.д.	Н.д.	39	29	32	39	21	44
Zn	27	»	»	32	34	24	19	35	21
Co	0,7	»	»	0,18	21	0,3	0,3	Н.д.	0,2
Cr	21	»	»	20	24	29	0,5	27	30
Sc	3,0	»	»	0,45	0,5	1,1	0,8	0,55	1,0
Cu	9,5	»	»	5,1	6,2	5,4	6,7	6,2	5,5
Ga	19	»	»	13	16	16	15	38	16
Zr	89	36	30	33	30	23	24	20	9,2
Hf	2,7	Н.д.	Н.д.	1,6	1,4	1,0	1,2	Н.д.	0,5
Ta	0,53	»	»	0,2	0,5	1,35	0,7	»	0,8
Nb	7,7	»	»	<2	<2	14	3,5	86	4,9
Y	10,0	»	»	3,2	4,3	7,3	3,6	5,9	4,1
Th	0,53	»	»	0,43	0,5	1,8	0,7	Н.д.	0,8
U	5,3	»	»	2,5	2,8	5,9	1,8	22	1,1
As	1,6	»	»	61	16	14	<2	15	1,6
Sb	0,05	»	»	0,18	0,09	0,04	0,15	Н.д.	0,08

П р и м е ч а н и е. 1 — биотитовые граниты Харни-Пик [Duke et al., 1992]; 2, 3 — по [Nabelek et al., 1992]; 2 — двуслюдяные граниты (с низким $\delta^{18}\text{O}$) Харни-Пик, 3 — турмалин-мусковитовые (с высоким $\delta^{18}\text{O}$) граниты Харни-Пик и его сателлиты; 4–9 — Каламити-Пик [Duke et al., 1992]; 4, 5 — тонкозернистые "линейные" (line rocks) породы, 6 — биотитовые граниты, 7 — тонкозернистые не расслоенные (nonlaminated) граниты, 8 — аплиты, 9 — пегматитовый "слой". Средние вычислены авторами.

и 3.3). Содержание Al_2O_3 колеблется в основном от 14 до 15,5 мас.%. Граниты относятся к нормальной известково-щелочной и субщелочной сериям.

Во многих массивах наблюдается возрастание роли натрия относительно калия в ряду от ранних к более поздним гранитам. В плутоне Харни-Пик граниты центральной части основного массива более калиевые по сравнению с гранитами периферических его частей и сателлитов (табл. 3.4, ан. 2 и 3). То же характерно и для гранитов массива Спарроу (см. табл. 3.1, ан. 10 и 11).

Наиболее характерная черта пегматитоносных гранитов — непостоянство соотношений щелочей, что особенно свойственно пегматоидным гранитам, в связи с чем их приходится подразделять на разновидности с калиевым и натриевым уклонами [Загорский, Кузнецова, 1990]. Эта тенденция еще более усиливается в гранит-пегматитах с их существенно плагиоклазовой гранитной матрицей и калишпатовой пегматоидной составляющей. Фациальные обособления в гранитах натриевых аплитов и калиевых пегматитов — результат еще более глубокой щелочной дифференциации расплавов, которая достигает своего апогея в пегматитах.

3.3.2. ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ

Важная роль летучих компонентов (флюидной фазы) в процессах формирования гранитов и пегматитов общепризнана. Традиционно считается, что в пегматитоносных комплексах и в комплексах, завершающихся редкометалльными гранитами, активность таких минерализаторов, как вода, фтор, бор, возрастает от ранних к поздним фазам [Гинзбург и др., 1979]. Однако этот вывод не подтверждается в валовых содержаниях названных компонентов в породах. Прежде всего это относится к воде и фтору.

Согласно авторским и литературным данным (см. табл. 3.1—3.7) биотитовые и двуслюдяные граниты ранних фаз, как правило, богаче водой, чем более поздние пегматоидные лейкограниты. Для фтора характерны значительная дисперсия содержаний, возрастающая в пегматоидных гранитах. Среднее содержание фтора даже в гранитах одного и того же пегматитоносного комплекса (но в разных полях) может различаться в несколько раз (см. табл. 3.5) и колеблется от 120 до 1600 г/т. В одних полях наблюдается слабое обогащение фтором более поздних гранитов по сравнению с биотитовыми, в других — резкое снижение его содержаний, тогда как в третьих полях какая-либо закономерность отсутствует. Различия в содержании фтора в одноименных гранитах на разных участках одного и того же поля часто более значительны, чем различия между разновидностями гранитов [Загорский, Кузнецова, 1990].

Содержания фосфора в гранитах разных полей могут различаться на порядок (от 0,05 до 0,5 мас.% P_2O_5 и более). Устойчивых закономерностей в поведении этого элемента в процессе дифференциации магматических комплексов также не устанавливается. Спорадически повышенные его содержания отмечаются в аплитах, гранит-пегматитах, а также в гранитах тех полей, для которых характерны пегматиты, обогащенные фосфатами, например Осис-Лейк и Раш-Лейк в Канаде [Černý, Meintzer, 1988].

Бор в большинстве пегматитовых полей обнаруживает тенденцию к накоплению в поздних фазах и фациях гранитов, но имеются и исключения. По содержанию бора граниты разных полей могут различаться на 2—3 порядка (см. табл. 3.3—3.7). Но и в пределах одного поля различия могут быть весьма

Таблица 3.5

Состав гранитов пегматитоносного Кукульбейского комплекса (Восточное Забайкалье)

Компонент	1(2)	2(2)	3(2)	4(12)	5(9)	6(9)	7(5)	8(5)	9(6)	10(4)	11(4)	12(1)	13(1)	14(29—47)
SiO ₂	72,11	71,88	74,17	74,98	78,90	73,50	73,50	74,60	74,20	72,96	74,10	74,18	74,57	74,64
TiO ₂	0,22	0,25	0,01	0,02	0,43	0,11	0,03	0,04	0,03	0,23	0,10	0,05	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	14,50	14,73	15,21	14,63	16,00	15,00	15,50	1,20	15,20	14,68	14,77	15,10	14,82	14,75
Fe ₂ O ₃	1,76	2,29	1,61	0,71	3,16	1,36	0,96	1,01	0,96	1,75	1,36	1,83	1,29	0,81
MnO	0,06	0,02	0,06	0,14	0,04	0,04	0,06	0,06	0,10	0,04	0,05	0,10	0,04	0,04
MgO	0,30	0,44	<0,01	0,05	1,25	0,17	0,11	0,11	0,06	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	0,66	1,00	0,40	0,34	2,38	0,64	0,51	0,56	0,35	0,92	0,78	0,56	0,64	0,47
Na ₂ O	4,40	3,93	4,94	5,09	4,40	3,87	4,67	5,31	5,19	3,57	3,98	4,46	4,19	4,47
K ₂ O	5,50	4,98	2,55	3,55	3,52	4,43	4,11	2,25	3,02	5,31	4,23	3,35	3,52	3,76
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,10	0,12	0,16	0,18	0,29	0,11	0,19	0,07	0,08	0,05	0,07	0,08
H ₂ O	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,80	0,60	0,37	0,57	0,56	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
П.п.п.	0,40	0,73	0,64	0,60	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,53	0,63	0,30	0,78	0,66
С у м а...	99,99	100,27	99,69	100,18	99,74	99,89	100,11	99,82	99,16	100,40	100,09	99,99	99,94	99,71
F	410	525	370	690	1100	1300	1000	1600	410	210	290	400	600	500
B	6,8	8,7	23	34	33	26	22	41	33	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	29
Be	6,3	4,9	7,8	12	4,7	19	8,0	9,6	90	»	»	»	»	10
Li	94	46	69	101	76	222	33	116	292	80	107	83	138	80
Rb	380	384	204	363	170	413	339	248	557	384	437	228	340	330
Cs	9,5	10	4,5	Н.д.	20	34	33	12	22	12	17	5,0	12	Н.д.

Ba	140	960	29	39	920	180	177	48	62	415	193	43	89	60
Sr	57	290	23	14	700	81	80	33	33	140	82	40	33	15
Pb	26	40	15	20	29	26	23	12	15	47	42	40	42	22
Zn	55	46	30	18	47	50	34	36	52	55	39	145	46	13
Sn	17	8,5	24	28	5,2	34	21	26	63	9,0	22	8,3	20	20
Tl	1,4	3,1	3,9	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	1,9	1,8	1,6	2,1	Н.д.
Co	1,0	4,2	1,1	*	12	1,0	1,0	1,4	1,0	1,7	1,2	1	1	*
Ni	6,2	5,6	7,8	*	20	7,4	4,4	4,4	7,4	18	27	22	15	*
Cr	4,4	5,5	5,9	*	68	1	5,5	8,4	6,6	20	24	12	7,2	*
V	3,2	3,2	3,6	*	32	6,2	3,4	2,2	4,6	13	5,8	6,1	2,4	*
Sc	5,2	8,5	2,9	*	14	2,3	1,5	3,1	1,0	4,3	4,3	2,7	<1	*
Mo	<1	1,8	<1	*	1,0	1,4	1,2	1,0	1,1	1,0	1,6	1,2	1,0	*
Cu	5,2	3,2	5,7	*	11	4,2	5,8	4,4	4,0	11	8,6	7,6	2,2	*
Ta	1,5	2,0	4,0	*	1,4	6,0	8,8	9,7	13	1,2	2,4	<0,7	4,6	*
Nb	16	19	16	*	8,1	19	22	39	41	14	15	4,3	25	*
Zr	340	214	32	*	201	56	34	41	35	207	91	92	30	*
Hf	8,8	3,3	1,6	*	5,5	1,7	0,9	1,1	1,5	7,0	3,6	5,3	1,4	*
W	Н.д.	Н.д.	Н.д.	6,5	1,9	1,5	2,0	2,5	15	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	3,5
K/Rb	120	145	104	81	172	89	101	75	45	115	80	122	86	95
Nb/Ta	10,7	9,5	4,0	Н.д.	5,8	3,2	2,5	4,0	32	11,7	6,2	6,1	5,4	Н.д.
Mg/Li	19,2	57,6	1,5	3,0	9,0	4,6	8,0	69,9	12	0,6	<0,1	<0,26	Н.д.	<0,75
Ba/Rb	0,37	3,4	0,14	0,11	5,4	0,44	0,52	0,19	0,21	1,1	0,44	0,19	*	0,18

П р и м е ч а н и е. 1-3 - граниты Дурултуевского поля; 1 - биотитовые, 2 - двуслюдяные, 3 - мусковитовые; 4 - мусковитовые граниты Кулиндинского поля [Козлов, Свядковская, 1977]; 5-9 - граниты Завитинского поля [Загорский, Кузнецова, 1990]; 5 - биотитовые, 6 - двуслюдяные, 7 - петматонидные с калиевым уклоном, 8 - петматонидные с натриевым уклоном, 9 - жильные аплитовидные; 10-13 - граниты Кангинского поля; 10 - биотитовые, 11 - двуслюдяные и мусковитовые, 12 - турмалиновые, 13 - гранит-петматит; 14 - мусковитовые петматонидные граниты Кукульбейского комплекса [Козлов, Свядковская, 1977]; 1-3, 10-13 - данные В.Е. Загорского.

Таблица 3.6

Состав пегматитоносных гранитов Кольского полуострова [Гордиенко, 1979]

Компонент	1(16)	2(17)	3(186)	4(13)
SiO ₂	74,19	74,39	74,32	75,42
TiO ₂	0,06	0,04	0,08	0,06
Al ₂ O ₃	13,96	13,90	13,81	13,81
Fe ₂ O ₃	0,43	0,57	0,70	0,42
FeO	0,75	0,78	0,43	0,36
MnO	0,08	0,05	0,026	0,04
MgO	0,21	0,35	0,26	0,31
CaO	0,82	0,90	0,73	0,36
K ₂ O	4,01	3,26	4,41	4,00
Na ₂ O	4,27	4,88	3,70	4,32
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,18	0,15
H ₂ O	0,54	0,29	0,73	0,43
С у м м а...	99,44	99,53	99,38	99,68
F	250	300	800	120
B	411	483	435	483
Be	4,7	16	7,9	2,2
Li	40	73	177	182
Rb	429	589	243	232
Cs	16	46	21	139
Ta	8,2	14	2,2	2,5
Nb	29	28	26	16
Ba	110	45	340	75
Sr	65	30	172	45
K/Rb	78	46	151	143
Ba/Rb	0,26	0,08	1,4	0,32
Mg/Li	32	29	8,9	10,3
Nb/Ta	3,5	2,0	11,8	6,4

Примечание. 1-4 — поля; 1,2 — Вороньегундровское, 3, 4 — Колмозерское; 1, 3 — двуслюдяные, 2, 4 — пегматитовые граниты. В скобках — число проб; оксиды — мас.%, элементы — г/т.

Таблица 3.7

Средний состав гранитов пегматитоносных комплексов Афганистана, Памира, Казахстана и Северо-Западного Китая, мас. %

Компонент	1(12)	2(5)	3(1)	4(49)	5(20)	6(24)	7(23)
SiO ₂	71,96	72,41	71,62	69,18	72,28	69,79	72,61
TiO ₂	0,44	0,22	0,15	0,42	0,15	0,42	0,38
Al ₂ O ₃	14,35	14,43	14,87	15,56	15,01	14,18	13,94
Fe ₂ O ₃	0,07	2,11	1,34	0,70	0,59	1,52	1,11
FeO	2,06	Н.д.	Н.д.	2,42	1,28	2,04	1,42
MnO	0,06	0,05	0,03	0,07	0,06	0,07	0,15
MgO	0,92	0,45	0,31	1,03	0,53	1,59	0,64
CaO	1,66	1,47	1,46	1,90	1,22	2,88	1,57
Na ₂ O	3,38	3,95	2,82	3,33	3,42	3,26	3,15
K ₂ O	4,30	3,61	5,27	4,17	4,37	3,29	4,84
P ₂ O ₅	0,20	0,14	0,31	0,23	0,14	0,11	0,22
П.п.п. (H ₂ O)	0,51	1,02	1,54	0,81	0,86	0,12	0,32
С у м м а...	99,91	99,87	99,82	99,50	99,56	99,27	100,35

Примечание. 1 — двуслюдяные граниты комплекса Лагман (Афганистан) (данные Л.Н. Россовского); 2, 3 — Восточный массив Намангутского поля (Таджикистан), данные В.Е. Загорского; 2 — пегматитовые двуслюдяные граниты, 3 — участки пегматитов в граните; 4, 5 — Калбинский комплекс (Казахстан) [Магматизм..., 1982]; 4 — гранодиориты, граниты Тастюбинского, Белогорского и Прииртышского массивов (I фаза), 5 — двуслюдяные граниты Тастюбинского и Прииртышского массивов (II фаза); 6, 7 — Монгольский Алтай (Китай) [Шмакин, 1992]; 6 — двуслюдяные, 7 — мусковитовые граниты. В ан. 2, 3 все железо выражено через Fe₂O₃. В скобках — число проб.

Таблица 3.8

Состав флюида в кварц-полевошпатовой фракции пегматитовых гранитов кукульбейского комплекса, Забайкалье, мл/г

Пегматитовое поле	Граниты	n	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	Σгаз	H ₂ O + газ	H ₂ /H ₂ O	CO/CO ₂	K _{вос}	H ₂ O/Σгаз
Завитинское	Биотитовый	1	3,5	0,26	0,58	0,060	0,78	1,68	5,18	0,22	2,23	0,38	2,08
	Двуслюдной	3	2,16	0,08	0,19	0,015	0,23	0,51	2,67	0,11	2,37	0,17	4,2
	Мусковитовый	3	1,77	0,13	0,21	0,023	0,36	0,72	2,49	0,20	1,62	0,31	2,5
Седловское	Биотитовый	1	1,70	0,21	0,23	0,011	0,36	0,81	2,51	0,21	1,10	0,31	2,10
	Двуслюдной	1	2,20	0,09	0,09	<0,005	<0,04	0,20	2,40	<0,02	1,00	<0,05	>10
Конгинское	Биотитовый	2	3,30	0,10	0,18	0,065	0,23	0,57	3,87	0,07	1,80	0,14	5,8
	Мусковитовый	1	1,30	0,23	0,16	0,010	0,26	0,66	1,96	0,20	0,70	0,28	2,0
Дурулгуевское	Гранит-пегматит	1	1,90	0,07	0,13	0,020	0,10	0,32	2,22	0,05	0,86	0,13	5,9
	Двуслюдной	2	3,06	0,16	0,19	0,025	0,28	0,65	3,71	0,09	1,19	0,15	4,7
Породы (вал) Кукульбейского комплекса [Гантимурова, 1977]	Мусковитовый	1	1,88	0,10	0,15	0,020	0,09	0,36	2,24	0,05	1,50	0,13	5,2
	Биотитовый и двуслюдной порфириформный	6	8,37	0,34	0,12	0,007	0,53	1,02*	9,39	0,06	0,35	0,07	8,2

Примечание. Анализы выполнены методом газовой хроматографии в Институте земной коры СО РАН. Коэффициент восстановленности $K_{вос} = \frac{CO + CH_4 + H_2O}{H_2O + CO_2}$ звездочкой отмечено наличие N₂ (0,024) и H₂S (следы). Материалы В.Е. Затгорского.

контрастными. Так, граниты периферической части плутона Харни-Пик и его сателлитов в 20 раз и более обогащены бором по сравнению с гранитами центральной части плутона (см. табл. 3.4). В Завитинском поле пегматоидные граниты с натриевым уклоном содержат вдвое больше бора, чем их "калиевые" аналоги (см. табл. 3.5).

В серии образцов методом газовой хроматографии определен состав флюида в кварц-полевошпатовой фракции пегматитовых гранитов кукульбейского комплекса из нескольких пегматитовых полей Забайкалья (табл. 3.8). Прежде всего следует отметить гораздо более низкий уровень водонасыщенности в изученных образцах по сравнению с данными Т.П. Гантимуровой [1977] для кукульбейских гранитов. Это связано с тем, что значительная часть H₂O входит в слюды, которые из наших образцов были удалены. Во всех полях наблюдается снижение водо- и газонасыщенности кварц-полевошпатовой фракции от ранних биотитовых к двуслюдным и мусковитовым гранитам. Такая тенденция характерна для всех обнаруженных газов — CO₂, CO, CH₄, H₂. Ни в одном из образцов не обнаружен N₂, который, по-видимому, консервируется в основном слюдами. Соотношение H₂O и газовой составляющей меняется закономерно. Наблюдается заметное снижение значений коэффициента восстановленности в двуслюдных и мусковитовых гранитах по сравнению с биотитовыми. Таким образом, последние формируются в более восстановительных и флюидонасыщенных условиях.

3.3.3. РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Общие, характерные для подавляющего большинства пегматитовых полей и поясов, закономерности распределения редких элементов в пегматитоносных комплексах осложняются специфическими особенностями, свойственными отдельным пегматитовым полям (см. табл. 3.1—3.5, 3.9).

В детально изученном Завитинском пегматитовом поле [Загорский, Кузнецова, 1990] выделены три группы редких элементов:

1) содержание возрастает в процессе эволюции гранитов, т.е. от ранней фазы биотитовых гранитов к поздним пегматоидным лейкогранитам: Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be, Sn;

2) содержание снижается от биотитовых гранитов к пегматоидным лейкогранитам: Co, Ni, Cr, V, Sc, Ba, Sr, Zr, Hf, Pb;

3) нет отчетливых тенденций: Cu, Mo, W, Zn.

Аналогичный характер поведения перечисленных элементов свойствен большинству изученных полей. Для первой группы важно отметить, что Li, Rb и Cs накапливаются лишь в двуслюдяных гранитах II фазы, а в более поздних пегматоидных гранитах содержание их заметно снижается. Эта закономерность характерна для многих пегматитовых полей (см. табл. 3.1—3.5, 3.9). Явным исключением является Вороньетундровское поле (Кольский полуостров), где пегматоидные граниты обогащены этими элементами по сравнению с двуслюдяными гранитами (см. табл. 3.6).

В Завитинском поле проявлена латеральная геохимическая зональность, выражающаяся в том, что в западной части поля, к которой приурочена главная жильная серия сподуменовых пегматитов, двуслюдяные и пегматоидные лейкограниты II и III фаз обогащены Li, Cs, в меньшей степени Ta, F, В и обеднены Ba по сравнению с теми же гранитами в восточной части поля [Загорский, Кузнецова, 1990]. Аналогичные или очень близкие тренды латеральной геохимической зональности гранитов установлены также в детально изученных полях субредкометалльных миароловых пегматитов в Забайкалье и на Памире [Загорский, Перетяжко, 1992, 1996].

Т а б л и ц а 3.9

Редкие элементы в пегматитоносных гранитах калбинского комплекса (Казахстан), Намангутского пегматитового поля (Таджикистан) и Монгольского Алтая (Китай), г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10(6)	11(24)	12(23)
Li	87	77	121	102(6)	102(3)	93(3)	111(5)	245(5)	60(3)	98	14	14
Rb	199	250	350	193(6)	129(3)	183(3)	238(5)	229(6)	266(3)	190	96	162
Cs	Н.д.	Н.д.	Н.д.	30(6)	40(3)	50(3)	28(5)	90(4)	20(1)	8,5	15	12
Be	7,8	7,5	10	6,8(2)	7,9(2)	46(7)	4,0(4)	11(12)	55(10)	6,7	5,4	9,4
Sn	8,0	9,0	12	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	19	Н.д.	Н.д.
Nb	31	28	23	»	21(1)	8,4(4)	21(4)	3,5(4)	21(5)	Н.д.	45	7,7*
Ta	3,2	3,8	4,6	»	8,2(1)	8,2(4)	6,6(4)	0,8(4)	14(5)	»	22	34*
W	2,0	3,2	3,9	»	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	»	Н.д.	Н.д.
B	8,0	10	14	»	»	»	»	»	»	6,4	»	»
F	900	600	800	»	»	»	»	»	»	740	»	»

Примечание. 1—3 — калбинский комплекс [Косале, Темников, 1983]: 1 — I, 2 — II, 3 — III фазы; 4—9 — калбинский комплекс [Поля..., 1976]: 4—6 — Центральный узел, 7—9 — Западный узел (4, 7 — биотитовые граниты, 5, 8 — двуслюдяные, 6, 9 — мусковитовые граниты); 10 — пегматоидные двуслюдяные граниты Восточного массива Намангутского поля (данные В.Е. Загорского). Здесь же обнаружены (г/т) Ba — 350, Sr — 128, Pb — 31, Zn — 40, Ti — 2,0, Co — 2,1, Ni — 6,0, Cr — 7,3, V — 16, Sc — 3,5, Mo < 1,0, Cu — 17, W — < 1; 11, 12 — Монгольский Алтай [Шмакин, 1992]: 11 — двуслюдяные, 12 — мусковитовые граниты. Звездочкой отмечено сомнительное превышение Ta над Nb в гранитах. В скобках дано число проб (для 1—3 — неизвестно).

Для гранитоидов саянского пегматитоносного комплекса в Урикско-Ийском грабене разделение редких элементов на группы несколько иное (см. табл. 3.2):

1) содержание возрастает от ранних диоритов, гранодиоритов, тоналитов к более поздним гранитоидам: Rb, Cs, Sn, Be, Ta, Nb;

2) содержание снижается в процессе эволюции гранитоидов: Co, Ni, Cr, V, Ba, Sr, Zr, PЗЭ;

3) пик накопления в биотитовых и двуслюдяных гранитах: Li и Pb.

Однако при этой общей закономерности среди гранитоидов комплекса отмечаются гранодиориты небольших интрузивных тел, характеризующиеся одновременно высокими содержаниями как Ba, Sr, PЗЭ, так и Li, Cs, Sn и Be. Кроме того, наблюдаются малые интрузивы гранитоидов, подвергшиеся интенсивному воздействию послемагматических растворов, приведшему к широкому развитию позднего голымквистита и к обогащению этих гранитоидов Li, Cs, Sn и в меньшей мере Rb.

В поясе Блэк-Хиллс граниты Каламити-Пик обогащены Cs, Ta, но в них меньше Sc, Cr, Co, Ba, Sr, Y, Zr, Pb, Th, U по сравнению с гранитами главного массива Харни-Пик (см. табл. 3.4). В свою очередь в расслоенном массиве Каламити-Пик пегматитовые слои обогащены по сравнению с гранитными Rb, Cs, Ba, Pb, т.е. элементами, изоморфными с калием. В Завитинском поле пегматоидные граниты с калиевым уклоном содержат больше Rb, Cs, Ba, Sr, Pb, но меньше Li, Sn, Nb, Ta, чем их "натриевые" аналоги (см. табл. 3.5). По данным П. Черны и Р. Мейнтзера, в ряду мелкозернистые граниты — пегматоидные граниты — аплиты возрастают содержания Ga, тогда как количество U, Th, отношения Al/Ga и Th/U снижаются [Černý, Meintzer, 1988].

Высокая степень дифференцированности пегматитоносных комплексов еще более отчетливо отражается в снижении индикаторных отношений K/Rb, Ba/Rb, Nb/Ta, Mg/Li, а также подчеркивается значительным ростом дисперсии содержаний гранитофильных редких элементов и перечисленных отношений от ранних фаз к поздним (см. табл. 3.1—3.5).

Установлено, что для пегматитоносных комплексов по сравнению с непегматитоносными гранитами характерны более высокие коэффициенты накопления гранитофильных редких элементов (т.е. отношение содержания элемента в гранитах II фазы к содержанию его в гранитах I фазы). Для Rb, например, они равны соответственно 1,7—2 против 1,2—1,4 [Гинзбург и др., 1979]. Наблюдается связь между соотношением коэффициентов накопления редких элементов и летучих компонентов. По А.И. Гинзбургу и Э.И. Иовчевой [1975], бериллиевые месторождения образуются только в связи с комплексами, в которых коэффициент накопления Be более 1,5. При этом в пегматитовых месторождениях коэффициент накопления F менее 1,2, а в гидротермальных — более 1,5.

Пегматитоносные граниты характеризуются пониженными содержаниями редкоземельных элементов. Среди пород кукульбейского комплекса в Забайкалье только в биотитовых гранитах Кулиндинского и Дурулгуевского полей сумма PЗЭ и иттрия превышает 200 г/т, будучи близкой к их среднему содержанию в гранитоидах [Балашов, 1976], тогда как в остальных полях она меньше. От биотитовых к двуслюдяным и мусковитовым гранитам Σ PЗЭ закономерно снижается в 2—3,5 раза (до 40—50 г/т). При этом содержания легких PЗЭ снижаются, а тяжелых возрастают, либо остаются на том же уровне, т.е. снижается отношение $\Sigma PЗЭ_{(Ce)}/\Sigma PЗЭ_{(Y)}$. Еще более "стерильными" в отношении PЗЭ являются гранит-пегматиты и пегматиты [Загорский, Смирнова, 1985].

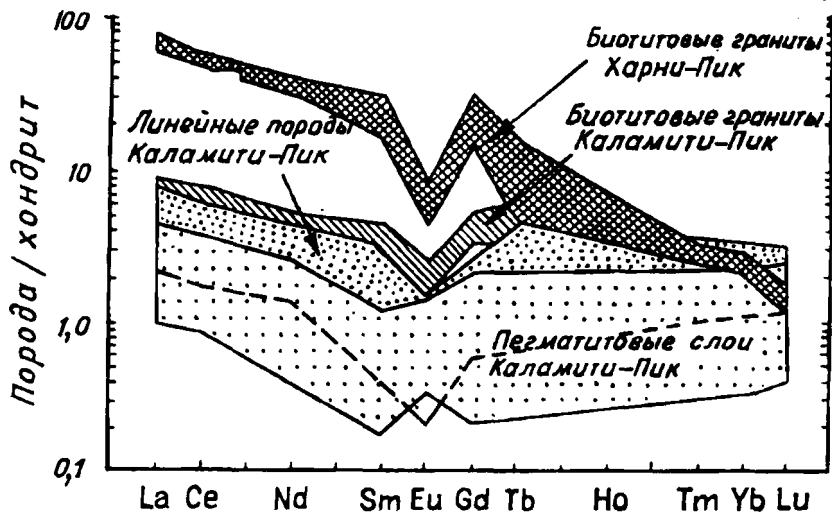


Рис. 3.4. Нормированные спектры редких земель в породах плутона Каламити-Пик и биотитовых гранитах Харни-Пик [Duke et al., 1992].

Аналогичные закономерности выявлены и для плутона Харни-Пик [Duke et al., 1992]. Наиболее типичные для большинства пегматитоносных гранитов нормированные графики распределения РЗЭ приведены на рис. 3.4. Однако даже в одном плутоне, например Харни-Пик, индивидуальные нормированные графики распределения гораздо более разнообразны. В том числе среди них встречаются образцы не с отрицательной, а с положительной европиевой аномалией [Černý, Meintzer, 1988].

Для саянского комплекса гранитоидов в Урикско-Ийском грабене отчетливо прослеживается увеличение содержания РЗЭ от диоритов к гранодиоритам, где их количество максимально и в среднем превышает 200 г/т (иногда более 300 г/т). Затем оно понижается в биотитовых и двуслюдяных гранитах, но особенно резко в турмалинсодержащих (табл. 3.10; рис. 3.5).

Таблица 3.10

Содержания РЗЭ в гранитоидах Урикско-Ийского грабена (материалы В.М Макагона), г/т

Элемент	Далдарминский массив		Зимовнинский массив				Студенческое поле, гранодиорит	Калгинское поле	
	Диорит	Гранит	Гранодиориты	Тоналит	Плагиигранит	Гольмвиститизированный плагиигранит		Двуслюдяной гранит	Турмалинмусковитовый гранит
La	30	25	45	60	36	28	100	32	3,1
Ce	57	48	90	170	61	61	170	48	6,2
Pr	Не обн.	4,5	9,4	13	6,7	6,5	19	8,0	1,4
Nd	26	14	29	31	21	11	49	19	3,4
Sm	5,2	2,7	5,5	5,7	3,5	3,4	6,7	4,5	1,6
Eu	1,5	0,42	1,7	1,35	1,0	1,2	2,8	0,7	0,26
Gd	6,0	4,5	7,8	9,0	4,5	Не обн.	8,7	4,3	1,3
Dy	5,5	2,3	3,9	4,4	2,7	»	3,6	2,9	0,74
Ho	Не обн.	Не обн.	0,8	Не обн.	Не обн.	»	0,9	0,4	Не обн.
Er	1,6	1,2	2,3	»	»	»	Не обн.	Не обн.	0,57
Yb	1,6	1,1	2,3	2,0	1,5	2,0	1,3	1,3	0,57
Lu	0,3	Не обн.	0,28	0,27	0,12	Не обн.	0,17	0,2	Не обн.
Y	17	10	18	19	9,6	8,6	15	16	6,0
δEu	0,82	0,36	0,92	0,57	0,76	Не обн.	1,12	0,48	0,54

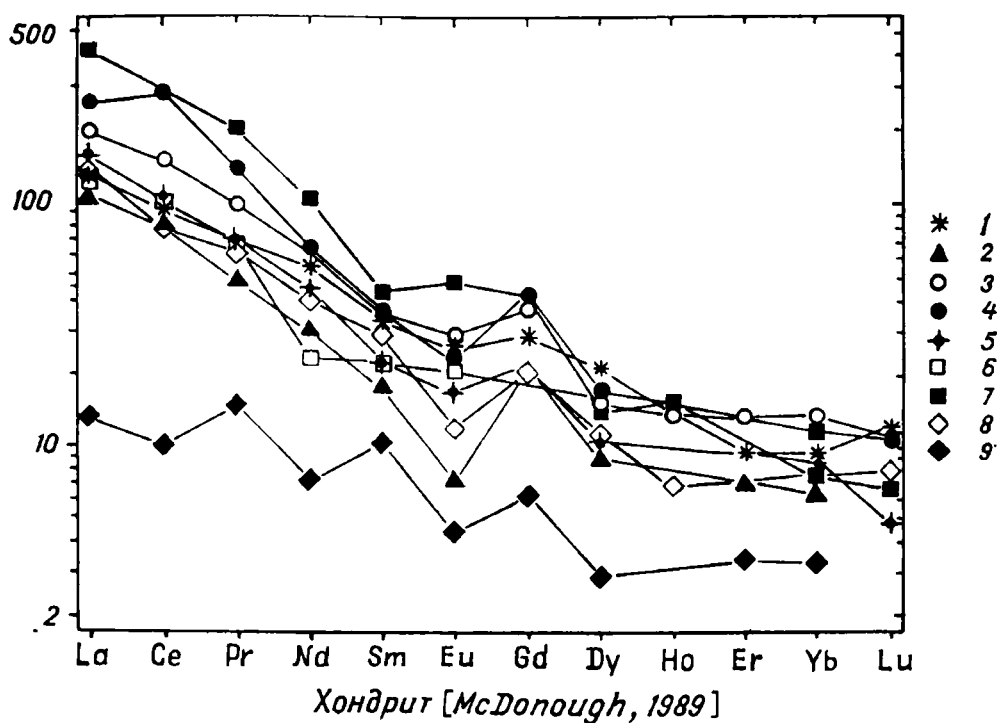


Рис. 3.5. Нормированное распределение редкоземельных элементов в гранитоидах Урикско-Ийского грабена.

1, 2 — Далдарминский массив (1 — диорит, 2 — гранит); 3—6 — Зимовнинский массив (3 — гранодиориты, 4 — тоналит, 5 — плагиогранит, 6 — гольмквиститизированный плагиогранит); 7 — гранодиорит Студенческого поля; 8, 9 — Калгинское поле (8 — двуслюдяной, 9 — турмалин-мусковитовый гранит).

Таблица 3.11

Содержания РЗЭ в гранитоидах Елашского грабена (материалы В.М. Макагона), г/т

Элемент	Палиогенные гранитоиды известково-щелочного ряда							Рапакивиподобные граниты			
	Гранодиориты			Низкощелочный гранит	Лейкогранит	Двуслюдяные граниты		Биотитовые и биотит-амфиболовые граниты		Гранит-порфиры	
La	30	49	54	35	4,1	1,8	6,0	83	68	115	120
Ce	42	83	85	60	7,0	3,5	7,7	115	120	240	200
Pr	4,2	8,0	8,5	5,9	0,8	Не обн.	Не обн.	18	15	26	27
Nd	19	27	27	24	2,1	1,2	3,0	52	48	78	84
Sm	3,9	6,2	5,6	4,9	1,1	0,83	1,8	11	9,5	17	17
Eu	1,4	0,9	1,1	0,9	0,3	0,06	0,35	1,3	1,2	1,3	1,6
Gd	3,0	5,3	4,2	4,4	1,3	0,89	1,2	12	9,5	12	13,5
Dy	1,8	3,6	2,2	1,2	1,4	0,75	1,3	7,2	6,6	6,6	7,2
Ho	Не обн.	0,65	0,47	Не обн.	0,2	Не обн.	0,25	1,3	1,3	1,4	2,0
Er	0,70	1,6	1,4	1,0	1,1	0,39	0,85	4,3	4,3	4,8	5,0
Yb	0,72	1,5	1,0	0,78	1,4	0,39	0,95	4,1	4,4	3,4	3,7
Lu	Не обн.	0,19	0,1	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,54	0,65	0,44	0,52
Y	7,8	18	13	12	8,7	4,6	7,3	30	47	36	46
Tm	1,2	0,47	0,66	0,58	0,76	0,20	0,67	0,34	0,38	0,26	0,31

В Елашском грабене содержание РЗЭ резко понижается от гранодиоритов и низкощелочных гранитов к лейкогранитам и двуслюдяным гранитам. Максимальные содержания РЗЭ отмечаются в рапакивиподобных гранитах, где оно достигает 500 г/т (табл. 3.11); для этих гранитов характерно низкое значение σ_{Eu} . Факторами, контролирующими распределение РЗЭ в гранитах, являются селективное их фракционирование акцессорными фазами на ранних и силикатами на более поздних стадиях кристаллизации и переход из расплава в отделяющийся от него флюид [Mittlefehldt, Miller, 1983; Černý, Meintzer, 1988].

3.3.4. ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА

Изотопный состав кислорода пегматитоносных гранитов варьирует в довольно широком интервале. Так, в лейкогранитах района Виннипег-Ривер (Канада) значение $\delta^{18}O$ колеблется от 7 до 15,8 ‰, но для каждого отдельного поля этот интервал гораздо более узок и часто соответствует или очень близок таковому для вмещающих метаосадочных и метавулканических пород [Longstaffe et al., 1981; Černý, Meintzer, 1988].

Р. Набелек с соавторами [Nabelek et al., 1992] разделили граниты плутона Харни-Пик на две группы по изотопному составу кислорода: 1) граниты "ядра" главного массива плутона с пониженным $\delta^{18}O$ ($11,5 \pm 0,6$ ‰) и 2) граниты периферической его части и сателлитов с повышенным $\delta^{18}O$ ($13,2 \pm 0,8$ ‰). Предполагается, что породы этих двух групп сформировались анатектическим путем за счет гетерогенного субстрата и в различных температурных условиях.

Вместе с тем известно, что изотопные данные по кислороду сами по себе не обеспечивают однозначной петрогенетической интерпретации для гранитов [Longstaffe, 1982; Černý, Meintzer, 1988]. В ряде случаев данные Rb-Sr и Sm-Nd изотопии подтверждают метаосадочную или смешанную метаосадочную и изверженную природу исходного вещества гранитов.

На примере Мензинского поля в Центральном Забайкалье с использованием Rb-Sr изотопии показано, что юрские (185 млн лет) пегматитоносные магматические граниты с коровым отношением ($^{87}Sr/^{36}Sr = 0,7488 \pm 0,0004$) образовались в результате палингенного плавления нижнепалеозойских гранитов. Последние также имеют коровую природу и образовались в нижнем палеозое (427 млн лет) в процессе метасоматической гранитизации и плавления параметаморфитов куналейской свиты, относимой к докембрию [Плюснин и др., 1988].

Наиболее информативными при обсуждении вопросов об источнике вещества гранитов, эволюции расплавов и процессах их кристаллизации являются все три упомянутые выше метода в их совокупности [Černý, Meintzer, 1988].

3.3.5. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ГРАНИТОИДОВ

Калишпат пегматитоносных гранитов беден кальцием ($< 0,1$ мас.%) и обогащен натрием (до 3 мас.% и более). В расслоенном массиве Каламити-Пик калишпат из гранитных слоев содержит 4—12 % альбитовой составляющей, тогда как калишпат из пегматитовых слоев — до 25 % [Nabelek et al., 1992; и др.]; микроклин-пертит в гранитах калбинского комплекса — до 38 % альбитовой составляющей [Магматизм..., 1982]. Для калишпатов характерны повышенные содержания Pb (до 2000 г/т), Cs (до 68 г/т) и пониженные Ba (< 940 г/т) и Sr (< 150 г/т) [Černý, Meintzer, 1992]. В калишпате из гранит-пегматитов Завитинского поля средние содержания редких элементов

Содержание редких элементов в полевых шпатах из пегматитоносных гранитов Памира (Намангутское поле) и Казахстана (Калба) [Акелин, 1978], г/т

Элемент	Плагиоклаз				Калишпат			
	Памир		Казахстан		Памир		Казахстан	
	1	2	1	2	1	2	1(2)	2(2)
Li	58	29	17	56	31	40	7,0	6,0
Rb	40	70	37	29	770	360	440	590
Cs	16	<10	12	10	3,0	10	8,0	17
Be	8,0	9,0	Не обн.	Н.д.	4,5	0,6	Н.д.	Не обн.
Sn	6,6	8,6	»	Не обн.	7,2	5,2	»	»
Ba	Н.д.	600	27	30	Н.д.	1200	25	140
Sr	»	190	Не обн.	Не обн.	»	80	60	80

на различных участках поля составляют (г/т): Li — 20—120, Rb — 1000—1300, Cs — 33—72, Ba — 83—160, Sr — 31—63 [Загорский, Кузнецова, 1990]. Н.А. Акелиным [1978] приводятся данные по содержаниям ряда редких элементов в полевых шпатах пегматитоносных гранитов Памира и Казахстана (табл. 3.12). Необходимо отметить относительно низкие концентрации Rb в двуслюдяных и Cs в биотитовых гранитах Памира при высоком содержании Ba в первых.

Состав плагиоклаза закономерно изменяется от ранних фаз к поздним в сторону снижения содержаний кальция. Так, количество анортита в плагиоклазе снижается от 21 % в центральной части массива Харни-Пик до 1 % в его сателлитах [Shearer et al., 1987]. В калбинских гранитах содержание анортита в плагиоклазе составляет 16—28 % [Магматизм..., 1982]. Согласно Б. Гоуду [Černý, Meintzer, 1988], для плагиоклаза характерна высокая степень упорядоченности.

Для плагиоклаза пегматитоносных гранитов Памира и Казахстана (см. табл. 3.12) отмечаются содержания цезия, соизмеримые с их количеством в калишпате, а иногда и более высокие. Для Ba при значительных вариациях содержаний характерно соответствие уровня содержаний в плагиоклазе и калишпате. Количество Sr соизмеримо в обоих минералах, а Be и иногда Li охотнее концентрируются в плагиоклазе относительно калишпата.

Биотиты в плутоне Харни-Пик характеризуются устойчивой железистостью — 0,62—0,68. Содержание Al^{IV} в них составляет 0,39—0,48 ф.е., TiO_2 — 2,1—2,9 мас.%, а в случае совместного нахождения с турмалином — менее 1,2 мас.% [Shearer et al., 1987; Nabelek et al., 1992]. Биотиты гранитов калбинского комплекса более титанистые. Количество TiO_2 в них достигает 3,7 мас.%, редко снижаясь до < 2,9 мас.%, железистость колеблется в пределах 0,55—0,72 [Магматизм..., 1982].

В Завитинском поле составы биотитов существенно различаются в породах различных фаз (табл. 3.13). В гранитах фазы I они представлены, согласно номенклатуре М. Фостер [Foster, 1960], Mg-биотитами, а в двуслюдяных гранитах фазы II — Fe-биотитами, приближающимися по составу к сидерофиллитам. В последних параллельно с ростом железистости существенно возрастают глиноземистость, доля Al^{VI} и Na, тогда как роль Mg, Fe^{3+} , а также Ca и F снижается по сравнению с биотитами из гранитов I фазы. Кроме того, биотиты двуслюдяных гранитов в 2 раза богаче Zn и Tl, в 5 раз — Sn, в 3 раза — Rb, в 7—10 раз — Li и Cs (табл. 3.14).

Состав слюд из гранитов кукульбейского комплекса и Завитинского пегматитового поля, мас. %

Компонент	1(3)	2(3)	3(29)	4(3)	5(5)	6(1)	7(11)
SiO ₂	34,64	35,37	35,55	45,84	46,25	44,91	46,75
TiO ₂	2,93	2,70	3,17	0,84	0,39	0,30	0,21
Al ₂ O ₃	15,77	19,91	17,30	33,59	33,90	33,20	33,89
Fe ₂ O ₃	2,95	1,93	2,49	0,44	0,75	2,06	0,61
FeO	18,32	20,23	20,05	1,94	1,45	1,97	1,90
MnO	0,36	0,49	0,53	0,04	0,05	0,06	0,07
MgO	10,67	4,57	6,02	0,94	0,72	0,42	0,51
CaO	0,56	0,16	0,76	0,07	0,09	0,05	0,19
K ₂ O	8,75	9,80	8,44	11,51	10,61	10,88	10,00
Na ₂ O	0,12	0,29	0,18	0,89	0,72	0,58	0,63
Li ₂ O	0,073	0,527	0,43	0,177	0,078	0,52	0,18
P ₂ O ₅	0,24	0,08	Н.д.	0,01	0,06	Н.д.	Н.д.
F	0,66	1,26	1,30	0,73	0,58	0,95	0,62
H ₂ O	4,06	2,59	2,96	3,30	4,34	4,32	4,48
-O=F ₂	0,27	0,53	0,54	0,31	0,24	0,40	0,26
Сумма...	99,83	99,39	98,44	100,02	99,75	100,06	99,78

Примечание. 1, 2 — биотиты Завитинского поля: 1 — биотитовые граниты I фазы, 2 — двуслюдяные граниты II фазы; 3 — биотитовые граниты кукульбейского комплекса; 4–6 — мусковиты Завитинского поля: 4 — двуслюдяные граниты II фазы, 5 — пегматоидные граниты III фазы, 6 — жильный аллитовидный лейкогранит; 7 — мусковитовые граниты кукульбейского комплекса. 1, 2, 4–6 — [Загорский, Кузнецова, 1990]; 3, 7 — [Козлов и др., 1978].

Светлые слюды. В гранитах плутона Харни-Пик мусковиты содержат 2–8 % парагонита и 5–20 % селадонита. Состав мусковитов из турмалин-мусковитовых гранитов менее устойчив, чем из двуслюдяных гранитов центральной части плутона. Кроме того, первые более железистые и марганцовистые, но менее титанистые [Shearer et al., 1982; Nabelek et al., 1992].

В Завитинском поле светлые слюды представлены фенгит-мусковитами (см. табл. 3.13). От двуслюдяных к пегматоидным мусковитовым гранитам

Таблица 3.14

Элементы-примеси в слюдах из гранитов кукульбейского комплекса и Завитинского пегматитового поля, г/т

Элемент	1(3)	2(3)	3(1)	4(3)	5(5)	6(1)	7(18)
Li	338	2440	2020	820	362	2400	810
Rb	523	4580	2510	1030	990	2260	1600
Cs	67	342	190	54	26	660	64
Be	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	20
Sn	23	197	150	350	360	98	170
W	Н.д.	Н.д.	6,9	Н.д.	Н.д.	Н.д.	32
Nb	»	»	Н.д.	»	»	»	280
Zr	»	»	»	»	»	»	30
Zn	320	290	1530	146	150	230	110
Pb	5,2	2,8	4,0	2,4	1,7	2,0	Н.д.
B	5,9	12	Н.д.	67	83	Н.д.	90
Tl	16	28	»	7,2	9,0	3,1	Н.д.
Se	1,4	1,5	»	1,6	2,0	Н.д.	»

Примечание. 1, 2, 4–6 — см. табл. 3.13; 3 — биотит из двуслюдяного гранита Дурулгуевского массива; 7 — мусковиты из мусковитовых гранитов Дурулгуевского, Кулиндинского и Мало-Кангинского массивов. 1, 2, 4–6 — [Загорский, Кузнецова, 1990]; 3, 7 — [Козлов и др., 1978].

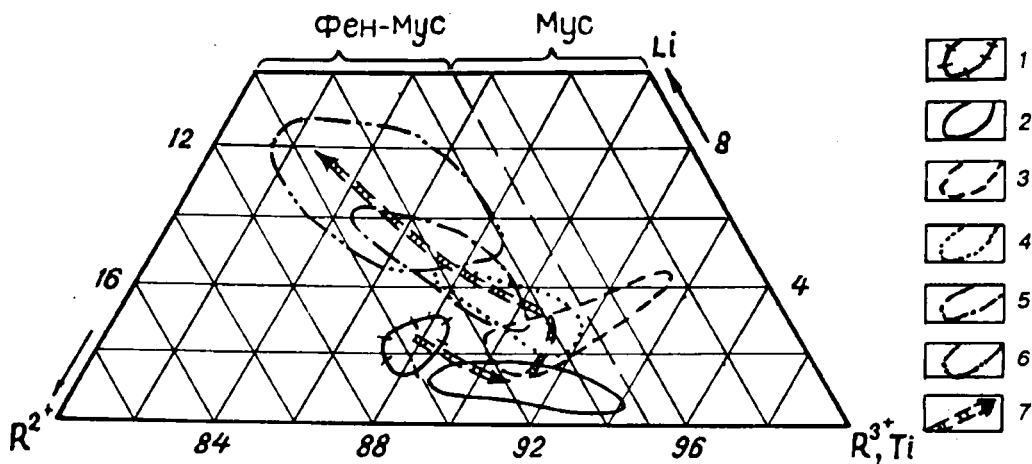


Рис. 3.6. Диаграмма состава слюд из гранитов и пегматитов Завитинского поля [Загорский, Кузнецова, 1992].

1,2 — области составов слюд из гранитов: 1 — мелкозернистые двуслюдяные, 2 — пегматоидные двуслюдяные и мусковитовые; 3—6 — области составов слюд из пегматитов: 3 — гранит-пегматиты, 4 — калишпатовые и альбит-калишпатовые, 5 — альбитовые, 6 — сподумен-калишпато-альбитовые; 7 — вектор эволюции состава слюд.

происходит эволюция состава слюд в сторону снижения фенгитового компонента (от 10,5 до 5,5 %) и лития (рис. 3.6). При этом возрастают их железистость и глиноземистость, снижаются содержания TiO_2 , а также Rb и Cs. Резко выделяется по составу фенгит-мусковит из жильных аплитовидных лейкогранитов. Он значительно обогащен Rb и особенно Li. Содержание последнего достигает 0,14 ф.е., что сближает его с фенгит-мусковитами из сподуменовых пегматитов поля (см. табл. 3.13).

Турмалин из пегматитоносных гранитов почти не изучен. Известно, что в плутоне Харни-Пик он представлен шерлом с непостоянной примесью дравита. Согласно расчетам примесь эльбаита составляет 21—26 % [Nabelek et al., 1992]. К сожалению, Li не анализировался, и столь высокое содержание эльбаита представляется завышенным. Возможно, как и в турмалинах редкометалльных пегматитов, в турмалине гранитов существенна примесь собственно алюминиевого минала-оленина [Zagorsky, Peretyazhko, 1994].

Гранат из пегматитоносных гранитов относится к спессартин-альмандиновому ряду. В гранитах Калбы состав его варьирует в следующих пределах (%): альмандин — 70—75, спессартин — 5—28, пироп — 5—12, гроссуляр — 2—5, андрадит — 1—2. Можно отметить устойчиво более высокие содержания пироба и гроссуляра в гранатах из пород III фазы калбинского комплекса по сравнению с двуслюдяными гранитами фазы II [Магматизм..., 1982]. В породах Харни-Пик гранаты имеют следующий состав (%): альмандин — 44—78, спессартин — 15—55, пироп — 1—7 [Nabelek et al., 1992].

Другие, более редкие, акцессорные минералы изучены в еще меньшей степени. Вместе с тем известно, что степень дифференциации находит свое отражение в составе минералов переменного состава: от ранних фаз к поздним в бериллах возрастает содержание Li и Cs, а в танталитах-колумбитах — Mn и Ta за счет Fe и Nb.

Выводы

В разных полях наблюдаются как тесная пространственная и генетическая связь пегматитов с гранитами, так и отсутствие последних в районе пегматитовых полей вообще.

Пегматитоносные комплексы являются обычно многофазными, аллохтонными, посткладчатыми; как правило, они контролируются зонами глубинных разломов и их пересечений, межформационными границами и другими зонами структурной неоднородности; размеры и формы тел варьируют от крупных пластообразных плутонов до мелких куполов-сателлитов и жильных тел.

Для массивов пегматитоносных гранитов весьма характерна неоднородность минерального состава и структурно-текстурных особенностей — от существенно плагиоклазовых аплитов до существенно калишпатовых пегматоидных фаций; наиболее характерные второстепенные и аксессуарные минералы представлены мусковитом, гранатом, турмалином.

Как правило, граниты относятся к нормальной известково-щелочной серии. Они обогащены кремнеземом, глиноземом и характеризуются широкими вариациями соотношения калия и натрия при низких содержаниях феррических компонентов; поздние фазы пегматитоносных комплексов обогащены Rb, Cs, Ta, Nb, Be, Sn, изредка Li и обеднены Co, Ni, Cr, V, Sc, Ba, Sr, PЗЭ, иногда Zr, Hf, Pb, а также U и Th. Значительная степень дифференциации этих комплексов подчеркивается низкими значениями отношений K:Rb, K:Cs, Ba:Rb, Mg:Li, Al:Ga, Nb:Ta, Zr:Hf, Th:U.

Высокая степень дифференциации и исключительное непостоянство минерального и элементного составов заключительных фаз гранитов, вероятнее всего, не могут быть достигнуты только в процессе фракционирования системы кристалл — расплав. Несмотря на относительно низкое содержание воды и других летучих, законсервированных в собственно пегматитоносных гранитах, флюиды, несомненно, играли ведущую роль в процессах самоорганизации пегматитоносных магматических систем. Эти процессы протекали в неравновесных условиях, что подтверждается изотопными данными для породообразующих минералов пегматоидных фаций [Nabelek et al., 1992]. Кристаллизационная дифференциация сопровождалась гетерогенизацией расплавов, которая стимулировалась процессами термогравитационной диффузии компонентов, усиленной конвективными потоками, переносом вещества надкритическими флюидами [Černý, Meintzer, 1988], процессами флюидно-магматического взаимодействия в метамагматическом режиме [Загорский, Кузнецова, 1990; Загорский, 1991].

В пределах пегматитовых поясов массивы известково-щелочных высокоглиноземистых двуслюдяных или мусковитовых, пегматоидных лейкогранитов не всегда сопровождаются пегматитами (Тагул-Туманшетская подвижная зона, Восточный Саян). С другой стороны, крупные поля редкометалльных пегматитов известны в районах, где такие граниты развиты очень слабо, либо вообще отсутствуют. В Елашском грабене вышеназванной зоны по возрастным и геохимическим данным устанавливается парагенетическая связь пегматитов петалитовой подформации не с палингенными известково-щелочными гранитами, а с более глубинными рапакивиподобными гранитоидами [Макагон, Шмакин, 1988]. Таким образом, имеющиеся материалы указывают, во-первых, на возможность связи редкометалльных пегматитов с разными типами гранитов, а во-вторых, на возможность формирования (“вызревания”) очагов пегматитовой магмы на значительных глубинах, в зонах влияния разломов глубокого заложения.

Необычная геохимическая специфика некоторых массивов гранодиоритов и тоналитов пегматитоносного комплекса в Урикско-Ийском грабене (Восточный Саян), выражающаяся в аномально высоких содержаниях Li, Rb, Cs, Sn, иногда Be при высоких содержаниях в них Ba и Sr, указывает на то, что в определенных условиях обогащение гранитоидной магмы гранитофильными

элементами может происходить на ранней стадии формирования пегматитоносных комплексов до процессов магматической дифференциации. Изложенное позволяет предполагать участие мантийной компоненты в формировании редкометалльно-пегматитоносных комплексов. На мантийный источник лития указывается и в одной из последних работ по геохимии этого элемента в карбонатитах [Cooper et al., 1995].

В целом проблема материнских гранитов в полях редкометалльных пегматитов отличается значительной сложностью и требует дальнейшего изучения.

Глава 4

МОРФОЛОГИЯ, ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТИПИЧНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ

Цель настоящей главы — дать более или менее детальную характеристику типичных представителей всех эволюционных рядов редкометалльных пегматитов (см. табл. 1). Последовательность изложения материала соответствует принятой в таблице: сначала петалитовая подформация, потом сподуменовая, а внутри подформаций — от наиболее сложных по строению и составу комплексных пегматитов к более простым. Главное внимание уделено, естественно, конечным, наиболее редкометалльным членам эволюционных рядов, тогда как начальные и промежуточные члены этих рядов описаны кратко, а на некоторых месторождениях они отсутствуют, либо авторы не располагают необходимой информацией по ним.

4.1. ПЕТАЛИТОВАЯ ПОДФОРМАЦИЯ

4.1.1. ПЕГМАТИТЫ ЦЕЗИЙ-ТАНТАЛ-ЛИТИЕВОГО (КОМПЛЕКСНОГО) ЭВОЛЮЦИОННОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО РЯДА

Пегматиты комплексного ряда имеют наибольшую практическую ценность и обычно хорошо вскрыты. Они характеризуются самым разнообразным составом и сложным внутренним строением. В настоящем разделе описаны Вишняковское месторождение Восточно-Саянского пояса, месторождения Берник-Лейк в Канаде и Бикита в Зимбабве.

Вишняковское месторождение

Вишняковское пегматитовое поле (ранее оно называлось Елашским) расположено в Восточно-Саянском пегматитовом поясе (юго-западное обрамление Сибирской платформы) и приурочено к зоне контакта Елашско-Тенишетского массива гранодиоритов и низкощелочных гранитов. Пегматитовые тела нескольких жильных серий залегают в мелкозернистых массивных ортоамфиболитах, метаморфизованных диабазах и габбродиабазах, слагающих крупное тело в центральной части Елашской грабен-синклинальной структуры, крылья которой сложены сланцеватыми амфиболитами, а также слюдистыми сланцами.

В пределах пегматитового поля наблюдаются серии микроклиновых жил с шерлом, мусковитом, гранатом и апатитом, микроклин-альбитовых — с тур-

малином, бериллом, гранатом, мусковитом, касситеритом и альбит-петалит-калишпатовых — с разнообразной редкометалльной минерализацией. Последние наиболее хорошо изучены. Они имеют субширотное или северо-западное простирание, поперечное относительно осевой линии прогиба, при положении падения (от 5 до 25°) преимущественно на юг.

Пегматитовые тела в жильных сериях пластинчатые, верхние из них имеют сводообразную форму. Они обычно выдержаны по простиранию и падению, при этом поверхности контактов имеют иногда плавные изгибы. В других участках наблюдаются мелкоступенчатые или неровные контакты с выступами вмещающих амфиболитов и их ксенолитами. Мощность пегматитовых жил достигает 12 м при протяженности до 2 км и более. Расстояние между сериями жил по вертикали 65—100 м, а между жилами достигает 25 м. Во фланговых частях жилы либо выклиниваются как единое тело, либо разветвляются на несколько субпараллельных жил.

Внутреннее строение пегматитовых жил этого поля освещалось в работах многих исследователей [Емельянов и др., 1976; Луговской и др., 1972; Поля..., 1976; Вахромеев и др., 1983; Макагон и др., 1983; Макагон, Шмакин, 1988]. В наиболее мощных жилах оно характеризуется асимметричной зональностью, имеющей следующий вид. Висячем эндоконтакте наблюдается мало-мощная оторочка кварц-мусковитового или кварц-альбит-мусковитового состава с пластинками и чешуйками зеленоватого мусковита и мелкими зернами касситерита и танталита.

Ниже следует блоковая зона мощностью до 5 м, сложенная блоками калишпата, участками криптозернистого кварц-альбитового агрегата ("фарфоровидного альбита"), редкими блоками неизмененного петалита и обособлениями кварца. Иногда встречаются участки, сложенные параллельно-шестоватым кварц-сподуменовым агрегатом, а также блоки эвкриптита. Широко распространены участки онкозина. Разная степень замещения блоков калишпата "фарфоровидным альбитом" и онкозином приводит к образованию разноцветных участков блокового строения — от первичных серого и белого до красного и грязно-зеленого в зонах интенсивного изменения.

Блоковая зона в наиболее мощных участках жил разделяется на две части, между которыми расположена центральная зона средне- и крупнопластинчатого альбита с гнездами кварц-мусковитового комплекса, иногда с кварцевым ядром и крупными блоками калишпата, под которыми встречаются участки мелкочешуйчатого светло-розового и светло-зеленого рубидиевого мусковита с обильной танталовой минерализацией, а также участки клеветландита и кварц-лепидолитового комплекса с воджинитом. Мощность этой зоны сильно колеблется, достигая иногда 7 м.

В лежащем боку пегматитовых тел находится зона мелкопластинчатого альбита, мощностью до 4 м. Для нее характерны обособления мелких зерен апатита, изредка наблюдаются гнезда кварц-мусковитового комплекса.

Содержание главных породообразующих минералов в пегматитах варьирует в следующих пределах (об.%): калишпат — 10—25, кварц — 15—20, "фарфоровидный альбит" — 15—30, таблитчатый и пластинчатый альбит — 30—40, петалит — 10—20, сподумен — 5—10, слюды мусковит-лепидолитового ряда — 4—5. Второстепенные минералы представлены монтебразитом, литиофилом, эвкриптитом, топазом, апатитом, бериллом, флюоритом, рудные — танталитом, воджинитом, микролитом, оксиолитом, касситеритом.

С уменьшением мощности жил блоковые зоны выпадают, так что мало-мощные тела и прожилки обычно сложены агрегатом пластинчатого альбита с

незначительным количеством кварца. Границы зон очень неровны, наиболее четко выделяются зоны, находящиеся около контактов.

Распределение минералов и минеральных агрегатов в пегматитовых телах и зонах очень неравномерно. По простиранию жильных серий с востока на запад в пегматитах увеличивается количество пластинчатого альбита и уменьшается роль "фарфоровидного альбита", калишпата, слюд. Петалит, сподумен, эвкрипит наиболее характерны для западного фланга, тогда как на восточном фланге они редки или отсутствуют. В вертикальном разрезе сверху вниз от первой жильной серии к третьей параллельно со снижением количества слюд возрастает доля литиевой минерализации в виде сподумена и петалита. С глубиной повышается роль сподумена по сравнению с петалитом. При этом сподумен на нижних горизонтах жильных серий образует крупные кристаллы, не ассоциирующие с апопеталитовым кварц-сподуменовым шестоватым агрегатом. На нижних горизонтах жил встречается рубеллит, танталовая минерализация развита значительно слабее.

Месторождение Берник-Лейк

Месторождение Берник-Лейк (Танко) расположено в пределах крупной пегматитовой провинции юго-восточной части Манитобы в Канаде. Оно описано в работах Л.Г. Фельдмана, А.И. Гинзбурга [1971], Р.А. Кроузе и П. Черны [Crouse, Černý, 1972]. Вмещающие пегматиты породы представлены массивными плагиоамфиболитами, в которых иногда сохранились реликтовые структуры андезитов или диабазов. Плагиоамфиболиты прорываются гранитами, представленными в основном биотит-микроклиновой разновидностью. Главное пегматитовое тело удалено от массива гранитов на 900—1000 м к востоку и располагается как бы над ним, поскольку восточный контакт гранитного массива полого погружается под амфиболиты.

Главное пегматитовое тело имеет в плане эллипсоидальную форму и пологое залегание с широтным простиранием и падением на север под углом около 20°. В центральной части тело формирует сводообразный изгиб с погружением к востоку и западу под углом 10 — 30°. Длина жилы не менее 1000—1100 м при ширине 460 м и максимальной мощности 85 м.

Контакты пегматитов с вмещающими породами резкие. Пегматитовое тело имеет зональное строение (рис. 4.1). В нем выделяется 9 зон [Crouse, Černý, 1972]. Первая — эндоконтактовая оторочка — сложена альбитом и кварцем (на рисунке не показана). Следующая внешняя зона более мощная у лежачего бока (в среднем 10 м), чем у висячего (в среднем 5 м). Она состоит из альбита, микроклин-пертита, кварца и мусковита, образующих грубозернистый агрегат. В ней также наблюдаются многочисленные кристаллы черного турмалина, вкрапленность апатита, топаза, берилла, танталовых минералов. Крупные кристаллы микроклин-пертита расположены среди мелкозернистой массы, сложенной кварцем, альбитом и мусковитом. С удалением от контакта средний размер зерен минералов увеличивается. Эти две контактовые зоны наблюдаются и в висячей, и в лежачей частях тела. Третья зона — альбитовый аплит — сложена альбитом и кварцем и находится только в лежачем боку тела. Ее называют также зоной тонкопластинчатого альбита [Поля..., 1976]. Она на 90 % сложена сахаровидным альбитом, второстепенные минералы — кварц, лепидолит, мусковит, сподумен, касситерит, полихромный и розовый турмалин, гранат и танталит. Иногда наблюдается полосчатость, характеризующаяся чередованием тонких полос, обогащенных кварцем, и более мощных существенно альбитового состава.

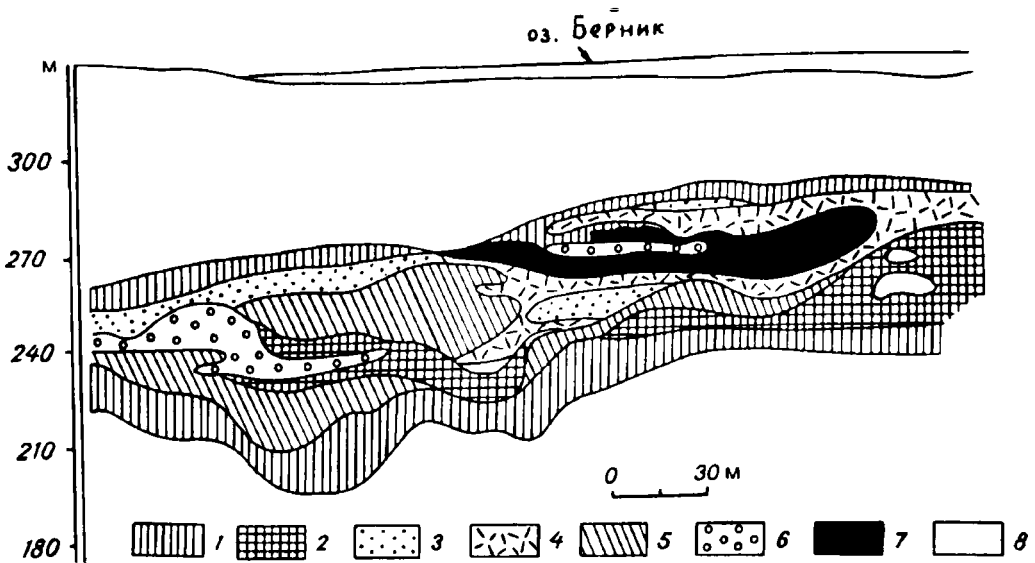


Рис. 4.1. Вертикальный разрез через главное пегматитовое тело месторождения Берник-Лейк [Crouse, Černý, 1972].

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

Далее выделяются верхняя и нижняя промежуточные зоны. Верхняя, более мощная, сложена сподуменом, кварцем и амблигонитом, иногда петалитом, а нижняя — микроклин-пертитом, альбитом, кварцем и сподуменом. В подчиненном количестве присутствуют мусковит и акцессорные минералы: цинвальдит, апатит, литиофилит-трифилин, молибденит. Структура пегматита здесь гигантокристаллическая. Кристаллы сподумена длиной до 1 м и микроклин-пертита (до 2,5 м) находятся в агрегате более мелкозернистого сподумена, альбита, кварца и мусковита. Иногда наблюдается ритмично-полосчатая текстура с чередованием полос, обогащенных альбитом или сподуменом. Мощность верхней зоны варьирует от 4,5 до 28 м, нижней — от нескольких сантиметров до 10—12 м.

Шестая зона — так называемая центральная промежуточная — состоит из микроклин-пертита, альбита и кварца. Она занимает большие участки центральной части пегматитового тела по границе четвертой и пятой зон. Ее максимальная мощность около 45 м, а форма отражает внешние контуры тела. Переход от этой зоны к предыдущим как резкий, так и постепенный.

Кроме указанных главных минералов, здесь распространены литиевый мусковит, а также берилл, сподумен, воджинит, касситерит, микролит, танталит, апатит, трифилин-литофилит и тапиолит, изредка самородный висмут и висмутин. Для зоны характерны три ассоциации: 1) среднезернистый (до грубозернистого) микроклин-пертит с небольшим количеством кварца, берилла, сподумена и альбита, пересекаемый тонкозернистым зеленоватым мусковитом с окислами тантала и касситеритом; 2) округлые участки голубоватого аплитового альбита с рассеянными зернами танталита и касситерита и 3) серый кварц с белыми и розоватыми кристаллами берилла, концентрирующимися вдоль границы этой ассоциации с другими ассоциациями. Преобладает первая из указанных ассоциаций.

Кварцевое ядро шириной до 25 м расположено в центральной части северного участка пегматитового тела. Оно состоит из массивного белого

кварца с небольшим количеством корродированных кристаллов амблигонита (монтебразита), сподумена, микроклин-пергита, иногда пересекается прожилками клевеландита. Встречаются пустотки с кристалликами родохрозита и красновато-коричневого апатита. Иногда видны апофизы кварца, отходящие в смежные с ядром зоны и содержащие кристаллы белого или розового берилла.

Поллуцитовая зона почти мономинеральна и представлена тремя линзами мощностью 1,2—13,7 м. Наиболее крупная из них находится в юго-восточной части тела. Линзы занимают центральное положение в вертикальном разрезе, соседствуя с кварцевым ядром, ниже или выше него. Они сложены массивным агрегатом поллуцита, содержащего мелкие включения зерен кварца, прожилки мелкокристаллического сподумена и лепидолита.

Лепидолитовая зона (на рисунке не показана) представлена двумя плитообразными обособлениями и рядом мелких линз. Они расположены в верхней и центральной частях. Мощность крупных обособлений колеблется от 1,5 до 11,6 м. В составе их преобладает лепидолит в виде массивных тонкочешуйчатых агрегатов. Кроме него наблюдается альбит, количество которого сильно варьирует: от 0 до 40 %. Присутствуют в этой зоне также берилл, танталит, касситерит, гранат, сподумен, родохрозит.

Как видно из описания внутреннего строения и рисунка, главное пегматитовое тело месторождения Берник-Лейк характеризуется очень высокой степенью обособления анхимономинеральных участков: кварца, особенно альбита, поллуцита и лепидолита. Вторая — характерная особенность тела — асимметрия в распределении некоторых зон и неодинаковое строение в разных частях тела.

Месторождение Бикита

В юго-восточной части Зимбабве, в 85 км к востоку от г. Масвинго, находится одно из двух крупнейших в мире месторождений лития и цезия. Пегматитовое поле Бикита вначале было открыто по связанным с ним оловянным россыпям (1909 г.), затем здесь начали извлекать танталит и берилл, а в 1950 г. рудник дал первые партии литиевых руд. Разведано более 6 млн т литиевых руд (в том числе около 2 млн т петалита), 250 тыс. т берилла, 100 тыс. т поллуцита.

Наибольший интерес в пегматитовом поле, насчитывающем около 20 тел, представляет Главное пегматитовое тело, имеющее длину до 2500 м и мощность 40—55 м (ширина выходов при углах падения контактов от 15 до 45° достигает порой 200—275 м). Оно зонально, но в разных сечениях имеет неодинаковое строение и характеризуется асимметричностью (рис. 4.2).

Вмещающими породами пегматитов поля Бикита являются метаосадки и метаморфизованные основные изверженные породы нижнеархейской серии Булавая. В контактах Главного тела фиксируются главным образом амфиболиты. Материнскими считаются биотит-двуполевошпатовые граниты, широко распространенные в регионе (до 60 % площади пегматитового поля). Обычно здесь выделяют древние гнейсовидные граниты и относительно молодые массивные и порфириовидные граниты. Какой-либо закономерности в их распределении по отношению к пегматитам разного состава не наблюдается, так что вопросы генетической связи пегматитов с гранитами довольно дискуссионны [Шмакин, 1987].

В двух сечениях Главного пегматитового тела, хорошо вскрытых карьерами Лепидолитовым и Петалитовым (Ал-Хайят), наблюдается различное внутреннее строение. В первом имеется массивное лепидолитовое “ядро” (см. рис. 4.2), окруженное альбит-лепидолитовой промежуточной зоной. Ниже по падению, по данным буровых работ, центральная лепидолитовая зона

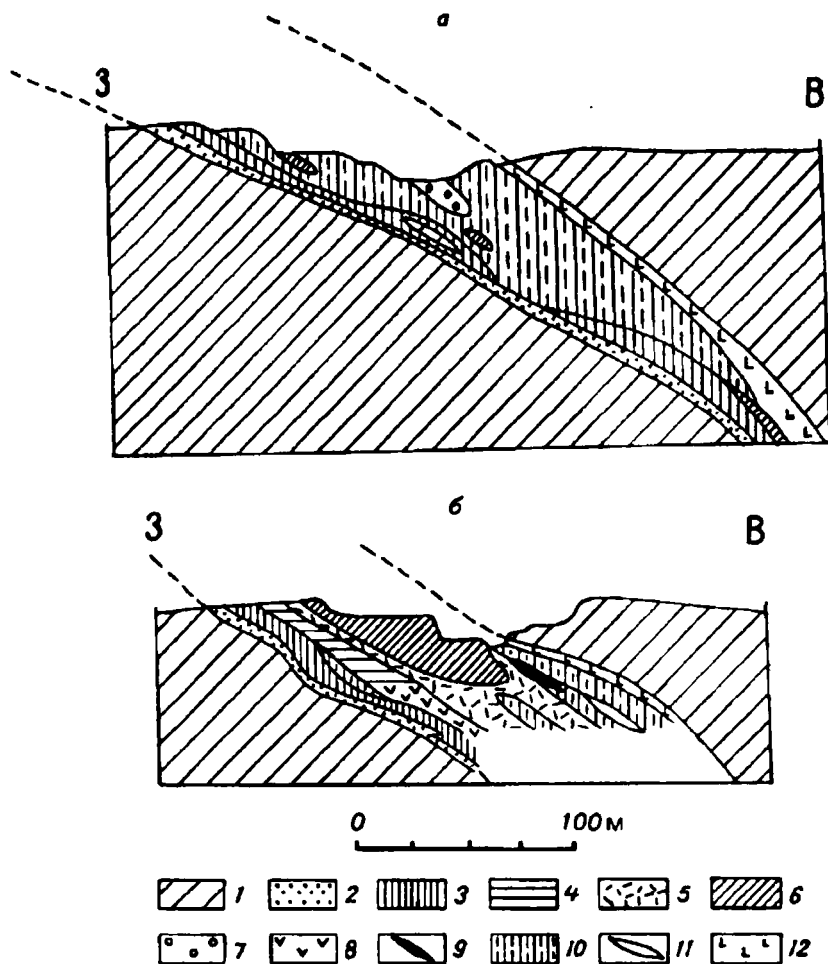


Рис. 4.2. Вертикальный разрез главного пегматитового тела месторождения Бикита в районе петалитового (а) и лепидолитового (б) карьеров [Martin, 1964].

1 — вмещающие амфиболиты; 2—4 — зоны: 2 — альбитовая (лежащего контакта), 3 — ритмично-полосчатая, 4 — лепидолит-альбитовая; 5, 6 — лепидолит: 5 — с примесью полевых шпатов, 6 — массивный; 7 — сподумен и эвкрипит; 8 — сахаровидный альбит; 9 — поллуцит; 10 — петалит; 11 — кварц; 12 — микроклин висячего контакта.

выклинивается и сменяется существенно петалитовой зоной. В аналогичной по составу петалитовой зоне возле висячего контакта (в лежащем она отсутствует) имеются крупные линзы анхимономинеральных кварца с амблигонитом и поллуцита.

В лежащем боку альбит-лепидолитовая зона сменяется второй промежуточной зоной сахаровидного альбита, а затем ритмично-полосчатой зоной. Последняя состоит из 12—15 циклов мелкозернистых альбит-лепидолитовых полос с разными соотношениями двух минералов по 8—30 см мощностью каждая. К ней же приурочены округлые выделения берилла по 2—15 см в поперечнике, распределенные неравномерно. А в самом лежащем контакте имеется маркирующая зона "пятнистой собаки" мощностью 0,6—3 м, состоящая из альбита с пятнами кристаллов лепидолита по 1—1,5 см в диаметре и более крупных кристаллов просвечивающего кварца.

Верхняя промежуточная зона состоит из сподумена в сростаниях с кварцем (видимо, по петалиту), сахаровидного альбита и петалита. Верхняя боковая зона имеет мощность от 1 до 6 м и образована крупными блоками микроклина с небольшой примесью кварца и лепидолита. Контактная зона сложена крупнозернистым циннвальдитом, кварцем и альбитом.

В сечении рудника Ал-Хайят резко преобладает центральная петалитовая зона, содержащая (ближе к центру) крупные линзы сподумена и эвкриптита, кристаллы микроклина и небольшое количество лепидолита. Нижняя боковая зона мощностью 3—10 м состоит в основном из среднезернистого сахаровидного альбита. Некоторые ее участки, судя по данным бурения, имеют ритмично-полосчатое строение. Постепенно она переходит в узкую нижнюю контактовую зону, сложенную мелко- и тонкозернистым альбитом (рис. 4.2, а).

Верхняя боковая зона включает две подзоны: полосу очень крупных кристаллов микроклина (длиной до 1 м), ассоциирующих с кварцем и лепидолитом, и внешнюю маркирующую полосу циннвальдита мощностью до 60 см, аналогичную такой же зоне в Лепидолитовом карьере. Верхняя контактовая зона (15—60 см) сложена сахаровидным альбитом с примесью кварца и мусковита.

Таким образом, строение пегматитового тела различно в сечениях, разделенных несколькими сотнями метров, и характеризуется асимметричностью, свойственной по существу всем полого залегающим жилам.

Танталовая минерализация представлена на месторождении Бикита манганотанталитом, танталитом, симпсонитом и микролитом. Первые два минерала характерны для кварц-альбитовых ассоциаций, особенно для зоны ритмичной полосчатости карьера Лепидолитового, где танталит добывался вместе с бериллом. Из других минералов необходимо отметить касситерит, характерный для кварц-альбит-мусковитовых ассоциаций, и бикитаит — продукт изменения эвкриптита. Изредка присутствуют эвксенит, фергусонит, циркон, апатит, гранат, а также тетраэдрит, малахит и азурит, особенно в Лепидолитовом карьере. Обращает на себя внимание отсутствие турмалина и многих других минералов, обычных для комплексных редкометалльных пегматитов.

4.1.2. ПЕГМАТИТЫ ФТОР-ТАНТАЛ-ЛИТИЕВОГО ЭВОЛЮЦИОННОГО РЯДА

Пегматиты этого ряда по минеральному составу и редкометалльной нагрузке наиболее близки внутренним лепидолитсодержащим зонам пегматитов комплексного редкометалльного типа. На примере таких зон и апикальных участков тел, обогащенных лепидолитом, редкими (Li, Rb, Cs, Ta, иногда Be) и летучими (F, В, вода) компонентами, А.А. Беусом [1951] и А.И. Гинзбургом [1955] выделен лепидолит-альбитовый тип пегматитов. Позднее выявлены самостоятельные тела лепидолит-альбитовых и топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов в СССР и МНР [Мелентьев, 1965; Россковский и др., 1971; Владыкин и др., 1974], после чего статус самостоятельного типа подобных пегматитов не оспаривается.

Пегматитовое поле Хух-Дель-Ула

В пределах Среднегобийского геоантиклинального поднятия располагается пегматитовое поле Хух-Дель-Ула, в котором известно более двух десятков жил топаз-лепидолит-альбитового состава. Возраст пегматитов по данным К-Аг метода верхнепалеозойский. Преобладают крутопадающие, до вертикальных, тела длиной 50—100 м, мощностью 1—10 м. Вмещающие породы представлены хлоритовыми, хлорит-серицитовыми, силлиманитовыми (с турмалином) сланцами, реже мраморами и порфирированными гранитами. Генетическая связь пегматитов с гранитами не установлена.

Н.В. Владыкин с соавторами [1974] выделили в пределах поля пять групп пегматитов по пороодообразующим и второстепенным минералам: 1) шерл-мусковит-микроклин-альбитовые, 2) топаз-микроклин-лепидолит-альбитовые с манганопатитом, 3) топаз-лепидолит-альбитовые, 4) топаз-лепидолит-альбито-

вые с касситеритом и бериллом, 5) эльбаит-лепидолит-альбитовые. Но лишь первая группа существенно отличается по минеральному составу от остальных. Она почти не содержит топаза и лепидолита, а количество шерла в отдельных телах достигает 30 %. В составе жил резко преобладает среднезернистый мусковит-кварц-клевеландитовый комплекс. Остальные пегматиты различаются между собой в основном лишь содержаниями второстепенных минералов. В них также преобладает альбит (клевеландит или мелкопластинчатая разновидность), на который приходится до 50 % объема тел, а иногда и более. Количество кварца обычно составляет 20—30 %, лепидолита — от 5—15 во второй группе до 30—35 % в третьей и четвертой. В одном теле могут быть развиты розовый и более поздний белый лепидолит, а также мелкочешуйчатый мусковит. Лепидолит нередко образует гнезда анхимономинерального состава или в ассоциации с кварцем. Количество топаза в отдельных участках жил достигает 30 %, но обычно значительно ниже. Топаз нередко образует совместно с кварцем агрегаты графической структуры, а также встречается в виде кристаллов размером до 5 × 5 × 15 см. Для большинства выделенных групп пегматитов характерно развитие онкозина (до 10 % и более). Характерным второстепенным минералом многих жил является берилл (до 10 %) в виде крупных выделений. Повышенное содержание апатита (до 10 %) и рубеллита (до 15 %) нашло отражение в названиях второй и пятой групп пегматитов.

Для описываемых пегматитов характерно отсутствие четкой зональности, участковое или неясно выраженное полосчатое внутреннее строение. Лишь в незначительной части тел, чаще всего в раздувах, наблюдается заметное увеличение размеров зернистости слагающих их минеральных агрегатов, вплоть до появления блоковых участков в центральных частях раздувов. Для центральных частей жил характерно также увеличение количеств топаза, лепидолита, берилла, рубеллита. Характерная особенность описываемых пегматитов — прожилки и полосовидные зоны анхимономинеральных мелкопластинчатых или сахаровидных альбититов, пересекающих практически все другие минеральные комплексы, кроме гнезд и прожилков онкозина. Специфическими поздними минеральными образованиями являются также агрегаты фарфоровидного альбита, образующегося в результате перекристаллизации (рекристаллизации) клеветандита и мелкопластинчатого альбита [Россовский и др., 1971].

Месторождение Браун-Дерби

Пегматиты Браун-Дерби (штат Колорадо, США), в отличие от описанных выше, характеризуются отчетливо выраженной асимметричной зональностью (рис. 4.3). Несмотря на относительно малую мощность тел, в пегматитах наблюдается до восьми зон, субпараллельных контактам. По минеральному составу выделяются две группы зон [Heinrich, 1967]: 1) сложенные главным образом кварцем, калишпатом, альбитом (не клеветандитом), биотитом и мусковитом; аксессуарные — шерл или темно-зеленый турмалин, голубой берилл, колумбит; 2) представленные в основном кварцем, клеветандитом, несколькими разновидностями лепидолита, различно окрашенного турмалина; второстепенные и аксессуарные минералы — тантало-ниобаты, топаз, розовый мусковит, флюорит, розовый берилл.

Вариации состава индивидуальных зон и их положение в пегматитовых телах приведены на рис. 4.3. Иногда отмечается секущее положение лепидолит-клевеландитовых полос относительно генеральной зональности тел.

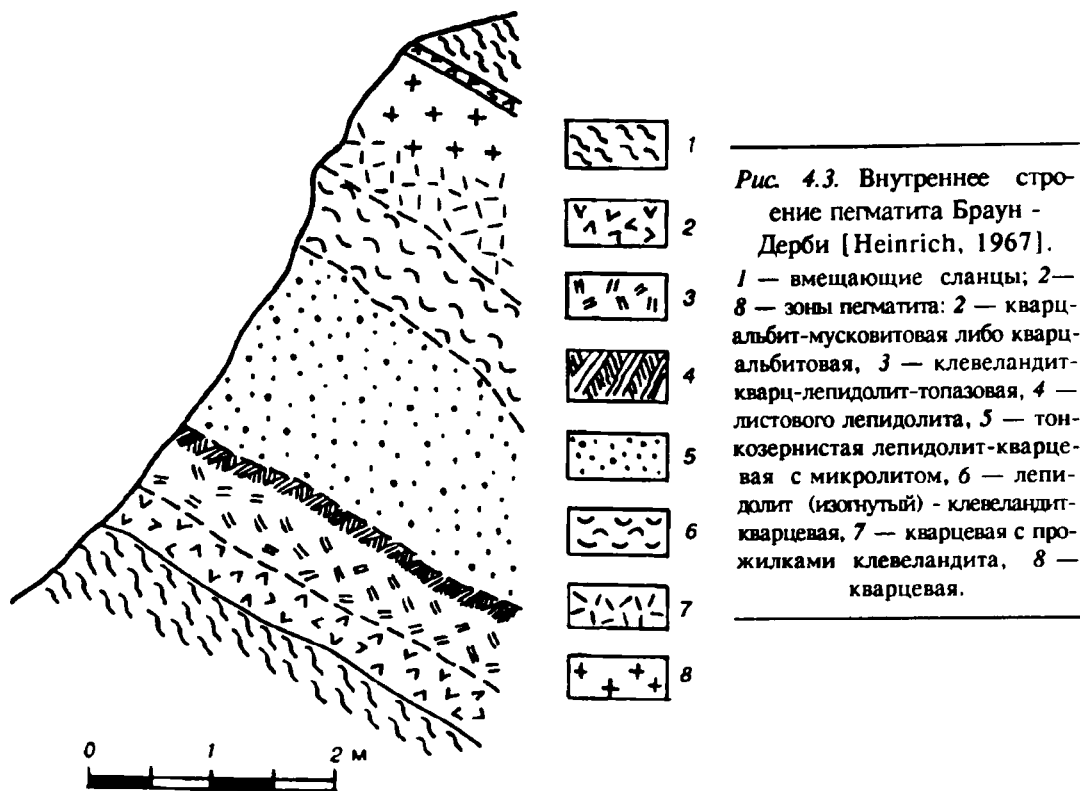


Рис. 4.3. Внутреннее строение пегматита Браун - Дерби [Heinrich, 1967].

1 — вмещающие сланцы; 2 — кварц-альбит-мусковитовая либо кварц-альбитовая, 3 — клевеландит-кварц-лепидолит-топазовая, 4 — листового лепидолита, 5 — тонкозернистая лепидолит-кварцевая с микролитом, 6 — лепидолит (изогнутый) - клевеландит-кварцевая, 7 — кварцевая с прожилками клевеландита, 8 — кварцевая.

4.1.3. ПЕГМАТИТЫ ФОСФОР-ТАНТАЛ-ЛИТИЕВОГО ЭВОЛЮЦИОННОГО РЯДА

Пегматиты этого ряда отличаются относительно высоким содержанием фосфатов лития, особенно минералов ряда амблигонит—монтебразит. Из отечественных объектов ему наиболее соответствует Александровское пегматитовое поле, расположенное в северо-западной части Восточного Саяна — в обрамлении южного выступа Сибирской платформы.

За рубежом имеется немало объектов, которые тоже относятся к данному ряду. Но доступные авторам литературные сведения не позволяют дать достаточно полную картину морфологии и внутреннего строения пегматитовых тел.

Александровское поле

Пегматитовое поле описано в работах А.И. Макрыгина с соавторами [1972], Ю.И. Филипповой [Поля..., 1976], М.П. Глебова с соавторами [1974]. Оно находится в Восточно-Саянском пегматитовом поясе и приурочено к Елашской грабен-синклинали, как и Вишняковское месторождение, описанное выше. Вмещающие породы представлены эффузивно-осадочными метаморфизованными породами среднего протерозоя. Существенную долю среди этих пород составляют амфиболиты.

В пределах поля наблюдается несколько жильных серий. При этом пегматиты подразделяются на три структурно-парагенетических типа: 1) микроклиновые с шерлом, мусковитом, апатитом, цирконом, бериллом; 2) микроклин-альбитовые с турмалином, бериллом, касситеритом, танталитом-колумбитом, амблигонитом; 3) лепидолит-альбитовые с амблигонитом-монтебразитом, цветным турмалином, танталитом, микролитом, касситеритом и бериллом. Последний тип изучен наиболее полно. Он представлен единичными пологими сближенными жилами, залегающими в амфиболитах.

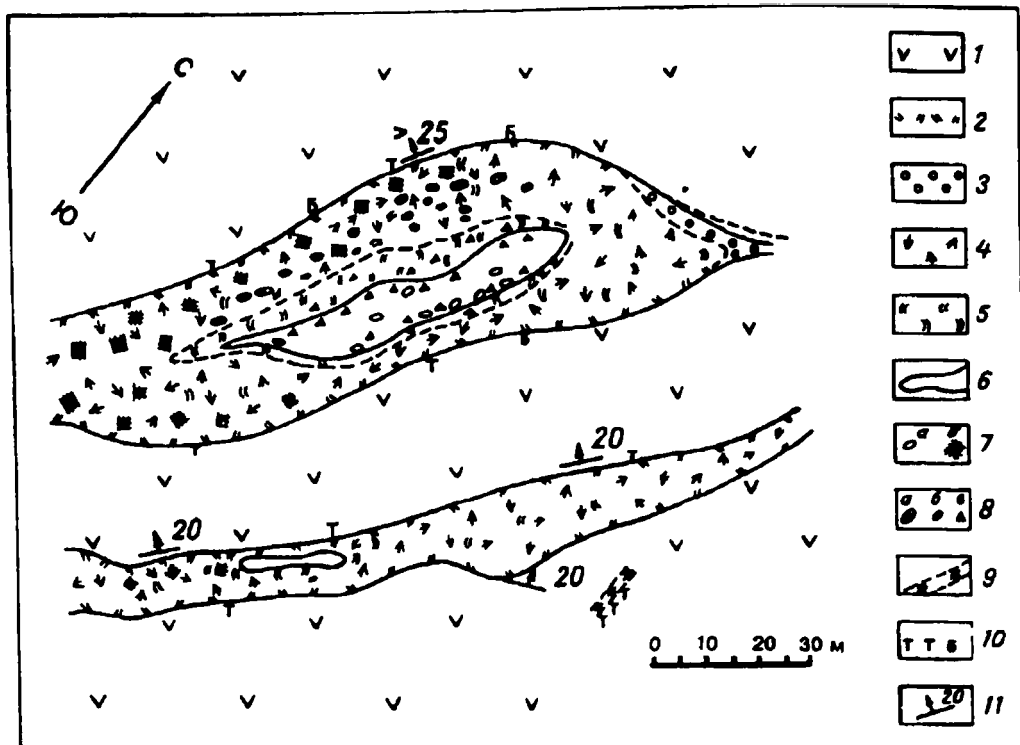


Рис. 4.4. Внутреннее строение пегматитовых жил Александровского поля [Глебов и др., 1974].

1 — амфиболиты (метагаббродиабазы); 2 — альбит-кварц-мусковитовый пегматит; 3 — кварцевый грейзен с сульфидами; 4 — кварц-альбитовый пегматит; 5 — альбит-кварц-лепидолитовый пегматит; 6 — кварцевое ядро; 7 — реликты блоковых выделений (а — амблигонита, б — микроклина); 8 — мономинеральные обособления (а — онкозина, б — берилла, в — турмалина); 9 — цезийсодержащие биотитовые слюдиты; 10 — слабоизмененные амфиболиты (Т — турмалинизированные, Б — биотитизированные); 11 — элементы залегания контактов пегматитовых тел.

Такие жилы показаны на рис. 4.4. Форма одной из них, имеющей наибольшую мощность, близка к каплевидной. Залегание пологое (25°). Протяженность жилы около 200 м при мощности в раздуве 20 м.

Пегматитовое тело имеет зональное строение. В его эндоконтактной зоне четко выражена кварц-мусковитовая оторочка, мощность которой возрастает в сторону пологого выклинивания жилы и достигает максимально 2 м. Кроме кварца и мусковита она содержит зеленый турмалин (верделит), колумбит-танталит и берилл. Возле раздува жилы в этой зоне часто встречается альбит.

За оторочкой следует зона блокового микроклина, который в раздуве замещается альбитом, так что здесь встречаются только реликты этого минерала. Следующая зона — зона сахаровидного альбитового пегматита с участками клевеландита. К центру жилы этот пегматит сменяется кварц-лепидолитовым и кварц-альбит-лепидолитовым комплексами с мелко- и тонкочешуйчатым лепидолитом, с бериллом, розовым турмалином, танталитом и микролитом. Иногда отмечаются крупные обособления альбит-слюдистого агрегата, содержащего примерно 40 % альбита и 60 % мелкочешуйчатой слюды белого и зеленоватого цвета. Встречаются небольшие участки клевеландита с кварцем, в альбитовых комплексах — реликты блоков микроклина, амблигонита-монтебразита, агрегаты онкозина, изредка петалит и топаз. В центральной части наблюдается кварцевое ядро, несколько смещенное к лежа-

чей части жилы. По границе ядра и в боковых его частях часты крупные кристаллы амблигонита-монтебразита, розового, белого и светло-синего турмалина, белого и розоватого берилла.

4.1.4. ПЕГМАТИТЫ ЛИТИЕВОГО ЭВОЛЮЦИОННОГО РЯДА

Петалитсодержащие пегматиты литиевого ряда немногочисленны и не образуют крупных месторождений. Однако специфика минерального состава, геохимические особенности и рудная нагрузка позволяют выделить их в самостоятельный ряд.

Агаджанское поле

Это поле является одним из наиболее детально изученных пегматитовых полей Памира [Россовский, Клочкова, 1965; Мелентьев и др., 1971; Россовский, Матросов, 1975]. Оно находится на западном склоне хр. Сарыколь в верховьях р. Дункельдык (приток р. Оксу) вблизи таджикско-китайской границы. Поле расположено в северо-восточном экзоконтакте крупной гранитной интрузии, представленной порфириовидными биотитовыми и мелкозернистыми двуслюдяными гранитами. Пегматиты образуют крутопадающую субширотную по простиранию серию из трех плитовидных тел, расположенных кулисообразно. Длина жильной серии около 900 м. Мощность жил в раздувах достигает 25—30 м. Пегматитовые тела залегают среди кварцитопесчаников с прослоями биотит-кварцевых сланцев. Возраст пегматитов верхнетриасовый — нижнемеловой.

Пегматиты поля выделены в качестве нового петалит-микроклинового типа пегматитов [Россовский, Клочкова, 1965]. Позднее они были подразделены на три парагенетических типа: петалит-микроклин-альбитовый с мусковитом, микроклин-альбитовый с мусковитом и петалитом, мусковит-альбитовый с микроклином и петалитом [Мелентьев и др., 1971]. Перечисленные типы сменяют друг друга по простиранию жильной серии с запада на восток и снизу вверх по рельефу.

Преобладающие пороодообразующие минералы пегматитов — кварц (25—35 %) и альбит (35—55 %). В переменных количествах присутствуют калишпат (до 25 %), мусковит (до 15 %) и петалит. Количество последнего, по Г.Б. Мелентьеву с соавторами [1971], не превышает 12 %, тогда как, согласно Л.Н. Россовскому и И.И. Матросову [1975], в петалит-микроклин-альбитовых жилах оно достигает 30—50 %. Акцессорные минералы представлены сподуменом, амблигонитом-монтебразитом, апатитом, турмалином, касситеритом, колумбитом-танталитом. Реже встречаются топаз, флюорит, литиофилит, хризоберилл, берилл, циркон, нигерит.

Наиболее богатые петалитом жилы характеризуются относительно простым внутренним строением. В них выделяются эндоконтактные зоны шириной 20—25, редко до 50 см, сложенные среднезернистым аллотриоморфнозернистым агрегатом кварца (40—50 %), петалита (20—25 %), альбита (10—15 %), псевдоморфоз мусковита по андалузиту (до 15 %). Основная же часть тел сложена крупноблоковым пегматитом, состоящим из блоков калишпата (40—70 %), кварца (10—15 %) и тонко-мелкозернистого агрегата петалита (30—50 %). Наблюдается преимущественная приуроченность последнего к лежащему боку и осевой части жил. Калишпат образует идиоморфные кристаллы размером до 2,5 × 0,8 м, а кварц — гнезда размером до 2,5 × 0,5 м. Оба эти минерала погружены в петалитовый агрегат гранобласто-

вой структуры, внешне напоминающий кварцит. Размер зерен петалита не превышает 2—3 мм. В петалитовом агрегате отмечаются включения альбита.

Петалит подвергается разнообразным изменениям. Характерно замещение его прожилками кварца, скелетоподобным сподуменом, срастаниями андалузита и кварца, эвкриптита и кварца. Кроме того, наблюдается замещение петалита хлоритом и цеолитоподобным минералом [Россовский, Ключкова, 1965; Россовский, Матросов, 1975]. Отмечается увеличение количества псевдоморфоз кварца и андалузита (замещенного в свою очередь мусковитом) по петалиту по восстанию жил. В описываемых пегматитах встречаются также гнезда и параллельные контактам жил линзовидно-полосчатые обособления тонколейстового альбита.

В первичнопеталитовых пегматитах, расположенных западнее описанного поля, в более эродированной (более глубинной) части того же пегматитового пояса проявлено характерное замещение петалита псевдоморфозами кварца (30—40 %)-сподуменового (60—70 %) агрегата. Такие псевдоморфозы имеют параллельно-шестоватое строение, обусловленное четкой ориентировкой удлиненных кристаллов сподумена перпендикулярно длинной оси замещенных кристаллов петалита. Распад петалита на сподумен и кварц при понижении температуры — характерная черта первичнопеталитовых пегматитов [Россовский, Матросов, 1974, 1975].

Тагавлерское поле

Оно является одним из наиболее хорошо изученных пегматитовых полей Афганистана, представлено серией крутопадающих пегматитовых жил, явно связанной с гранитами комплекса Гельменд верхнемелового—палеогенового возраста. По простиранию серии с востока на запад сподуменовые пегматиты сменяются пегматитами циматолит-альбитового типа. В эндоконтактной зоне массива гранитов и в зоне его ближнего окружения развиты микроклиновые пегматиты с шерлом и мусковитом. Сподуменовые пегматиты преобладают. Они образуют плитовидные жилы длиной 100—1500 м и мощностью 1—20 м. Для жил характерно полосчатое внутреннее строение. Полосы, сложенные различными минеральными комплексами, грубо параллельны контактам тел (рис. 4.5). Пегматиты сложены в основном тремя минеральными комплексами, описанными ниже. Первые два комплекса слагают около 80 % объема тел.

В резко неравнозернистом сподумен-микроклин-кварц-альбитовом комплексе длиннопризматические кристаллы сподумена длиной 5—10, редко до 70 см, ориентированы субперпендикулярно контактам; часто замещаются онкозин-жильбертитом, циматолитом. Количество сподумена в комплексе 10—25 %. В средне-, крупнозернистой основной массе черный или темно-серый Кпш интенсивно замещается клевеландитом. Отмечаются скопления чешуйчатого светло-зеленого мусковита.

Очень специфичен комплекс микроклин — псевдоморфозы сподумена и кварца по петалиту — альбит. Соотношение минеральных составляющих в этом комплексе соответственно 6:3:1. Кварц присутствует только в псевдоморфозах. В них соотношение сподумена и кварца варьирует от 9:1 до 7:3. Псевдоморфозы конусовидной или прямоугольной формы размером до 10 × 70 см ориентированы под углом 45 — 90° к контактам жил. В свою очередь в псевдоморфозах мелкие кристаллы (до 1 см в длину) светло-зеленого сподумена ориентированы перпендикулярно длинной стороне замещенных кристаллов петалита. Черный калишпат образует гру-

Рис. 4.5. Внутреннее строение сподуменово-петалитовых (а) и сподуменовых (б) пегматитов [Россовский и др., 1976а].

1 — вмещающие породы: кварц-мусковит-биотитовые сланцы с гранатом и ставролитом; 2 — мусковит-альбитовые (грейзеновые) мелкозернистые агрегаты; 3 — микроклин; 4 — сподумен; 5 — псевдоморфозы кварца и сподумена по петалиту; 6 — кварц-альбит-микроклиновые мелкозернистые агрегаты; 7 — агрегаты мелкопластинчатого сахаровидного альбита.

боизометричные выделения размером 10—15 см; он замещается альбитом в меньшей степени, чем в предыдущем комплексе.

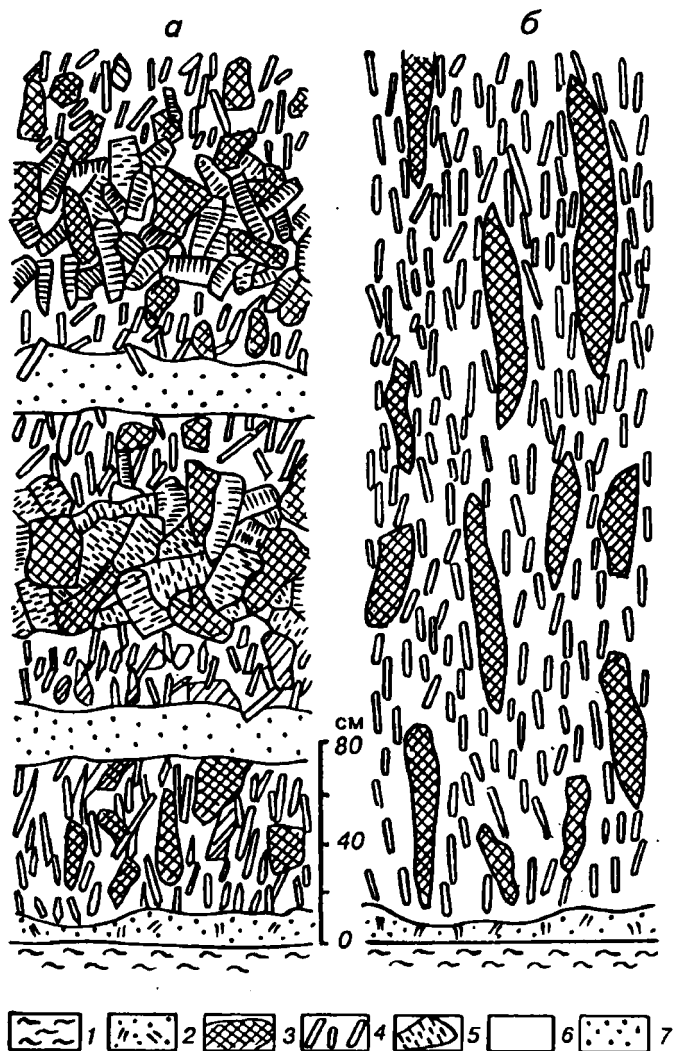
Альбитовые агрегаты состоят из клевеландита либо мелкопластинчатого альбита и развиты спорадически в пределах всего объема жил, замещая вышеописанные комплексы. В зонах и участках сплошных альбитовых агрегатов сподумен и псевдоморфозы по петалиту явно корродированы, расщеплены, с образованием мелкозернистого сподумен-альбитового или сподумен-амблигонит-альбитового агрегатов.

Примерно половина сподумена в описанных пегматитах приходится на апопеталитовые псевдоморфозы, т.е. пегматиты первоначально имели сподумен-петалитовый состав [Россовский и др., 1976а].

Шамакатское поле

Еще один пример петалит-сподуменовых пегматитов в Афганистане — Шамакатское пегматитовое поле, где такие пегматитовые жилы совместно с афанитовыми сподуменовыми дайками образуют систему соединяющихся между собой плитообразных тел (рис. 4.6). Петалит-сподуменовые пегматиты занимают в этой системе пологие трещины растяжения, тогда как афанитовые дайки выполняют вертикальные трещины, формировавшиеся в условиях сильнейшего стресса [Россовский и др., 1976б]. Резкие перепады давления обусловили наличие в пределах одного месторождения пегматитовых образований, относящихся к разным подформациям. В связи с этим афанитовые сподуменовые дайки будут описаны в разделе, посвященном пегматитам сподуменовой подформации.

Петалит-сподуменовые пегматиты имеют асимметрично-зональное или участковое внутреннее строение. Главная роль в их строении принадлежит



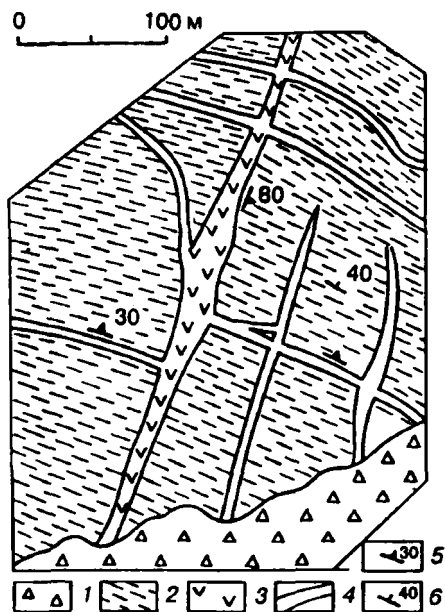


Рис. 4.6. Совмещение петалит-сподуменовых пегматитов и афанитовых сподуменовых даек [Россовский и др., 19766].

1 — осыпи; 2 — силлиманит-гранат-биотитовые сланцы; 3 — афанитовые сподуменовые дайки; 4 — петалит-сподуменовые пегматитовые жилы; 5 — элементы залегания даек и жил; 6 — элементы залегания вмещающих пород.

блоковым или пегматоидным агрегатам петалита, Кпш и кварца (до 50 % объема тел). В них находятся удлиненные кристаллы Кпш и петалита (до 80 см длиной), ориентированные субперпендикулярно контактам жил. Многие кристаллы петалита замещены кварцем и сподуменом. Кроме того, в пегматитах развиты мелкозернистые альбитовые, альбит-сподуменовые и сподуменовые агрегаты, в меньшей степени — участки

и гнезда кварц-мусковитового комплекса. В местах сочленения с афанитовыми сподуменовыми дайками в пегматитах уменьшается размер блоковых выделений Кпш, петалита, кварца; ориентировка минералов относительно контактов жил меняется с субперпендикулярной на беспорядочную и даже субпараллельную.

Таким образом, пегматиты литиевого эволюционного ряда характеризуются практическим отсутствием других полезных компонентов, кроме лития. Сподумен либо образуется по петалиту (кварц-сподуменовый замещающий комплекс), либо присутствует в подчиненном количестве. Литиевых слюд и фосфатов практически нет.

4.1.5. ПЕГМАТИТЫ БЕРИЛЛИЕВОГО ЭВОЛЮЦИОННОГО РЯДА

Редкометалльные пегматиты, содержащие в качестве полезной минерализации только колумбит и берилл, распространены очень широко и встречаются во многих пегматитовых полях. Количество петалита или амблигонита-монтебразита в этих пегматитах, так же как и лепидолита, недостаточно для отнесения к другим эволюционным рядам. Важно подчеркнуть, что пегматиты с обильными колумбитом и бериллом являются в данном случае завершающим членом ряда.

Ограничимся лишь одним хорошо изученным примером пегматитов этого ряда.

Месторождение Кобо-Кобо

Расположено в провинции Киву, в северной части Заира и является одним из крупнейших месторождений берилла в мире. Оно содержит также значительные количества колумбита, касситерита и радиоактивных минералов.

Главное пегматитовое тело месторождения залегает среди турмалинизированных биотитовых сланцев и амфиболитов. Оно имеет форму удлиненной “подковы” и характеризуется асимметрично-зональным строением (рис. 4.7). В жиле выделяется до 10 зон [Saffiannikoff, Wambeke, 1967], большинство из которых прерывисты и имеют второстепенное значение. Глав-

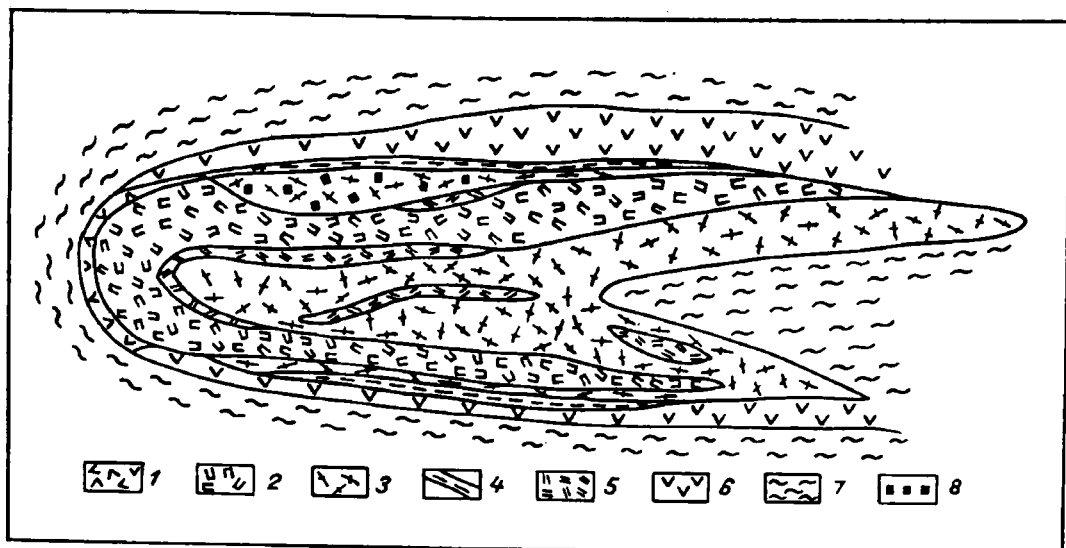


Рис. 4.7. Пегматитовое тело Кобо-Кобо [Saffiannikoff, Wambecke, 1967].

1—5 — зоны: 1 — графическая и кварц-микроклин-мусковитовая, 2 — микроклиновая, 3 — альбитовая, 4 — мусковит-кварцевая, 5 — литиевого мусковита; 6 — амфиболиты; 7 — слюдяные сланцы; 8 — крупные кристаллы берилла.

ную роль играют центральная альбитовая и окаймляющая ее крупно- и гигантозернистая микроклиновая зоны. Последняя содержит в небольшом количестве кварц, мусковит, турмалин и апатит. Между микроклиновой и альбитовой зонами располагаются гнезда и вытянутые линзы литиевого мусковита. Внешние части тела сложены зонами калишпатового графического и мелкозернистого кварц-мусковитового пегматита с турмалином и апатитом. Главная масса берилла сосредоточена в центральной альбитовой зоне, где он образует скопления крупных и гигантских кристаллов общей массой до нескольких сотен тонн. Здесь же присутствуют колумбит, касситерит, ураноцирцит, уранинит, циртолит, самородный висмут, леллингит.

Характерная особенность месторождения Кобо-Кобо — присутствие разнообразных фосфатов. В Главном теле имеется линза амблигонита, в которой присутствует также трифилин-литофилиит. Из первичных фосфатов на месторождении встречаются также фронделит-рокбриджит. На заключительных стадиях формирования пегматита образовывались вторичные фосфаты железа, кальция, алюминия, в том числе лудламит, эвансит, крадаллит. Петалит и сподумен отсутствуют, поэтому вопрос о принадлежности месторождения к той или иной подформации редкометалльной формации может быть решен только на основе термобарогеохимических исследований. Поскольку первичные фосфаты лития более характерны для петалитовой подформации, чем для сподуменовая, мы условно включили описание месторождения в петалитовую подформацию.

4.2. СПОДУМЕНОВАЯ ПОДФОРМАЦИЯ

В этом разделе главы приводится описание некоторых наиболее хорошо изученных примеров месторождений или пегматитовых полей, где сподумен является главным литиевым минералом. Кроме того, описываются пегматиты тантал-бериллиевого эволюционного ряда, содержащие иногда акцессорный сподумен.

4.2.1. ПЕГМАТИТЫ КОМПЛЕКСНОГО (ЦЕЗИЙ-ТАНТАЛ-ЛИТИЕВОГО) ЭВОЛЮЦИОННОГО РЯДА

Среди комплексных пегматитов сподуменовая подформации не встречаются такие гигантские по масштабам месторождения, как Берник-Лейк и Бикита в петалитовой подформации. Число месторождений этого ряда достаточно велико, а пегматитовые тела весьма разнообразны. В качестве примеров рассмотрим Гольцовое поле в Восточном Саяне, Вороньетундровское поле на Кольском полуострове и месторождение Коктогай в Монгольском Алтае (КНР), содержащие в своем составе значительное количество поллуцита, а также месторождение Хардинг (США), в котором поллуцитовая минерализация отсутствует. Еще одно поле комплексных пегматитов без поллуцита Кангинское в Восточном Забайкалье описано в гл. 8 в связи с ярким проявлением в нем зональности в расположении жил.

Гольцовое поле

Гольцовое поле сподуменовых пегматитов комплексного геохимического ряда расположено в восточной части Урикско-Ийского грабена [Теремецкая и др., 1973; Вахромеев и др., 1983] в непосредственной близости от разлома. Грабен сложен метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами среднепротерозойского возраста. Пегматитовое поле находится в запрокинутом крыле антиклинали и приурочено к линейной субмеридиональной зоне повышенной тектонической активности. Общая протяженность поля около 20 км при ширине 1—2 км на юге и 3—4 км на севере.

В поле выделяются западный и восточный структурно-тектонические блоки, разделенные крупным разломом (рис. 4.8).

В западном блоке распространены обычно одиночные пегматитовые тела плито-, линзо- и четковидной формы, мощность которых в раздувах достигает 30 м, а протяженность — 1,5 км. В восточном блоке наблюдаются серии сближенных жильных тел, ветвящихся и соединяющихся между собой, с раздувами и многочисленными апофизами. Суммарная мощность жильных серий достигает 100—140 м, протяженность — 2—2,5 км. Жильные тела обычно имеют крутое падение ($55 - 80^\circ$) на юго-запад, запад или северо-восток. Для западного блока более характерны литиевые сподуменовые пегматиты, для восточного — комплексные литий-тантал-цезиевые, представляющие наибольшую ценность в описываемом поле.

Пегматитовые тела поля слабо дифференцированы, они сложены пятью структурно-минералогическими комплексами [Филиппова, 1971]. Наиболее ранним комплексом является тонко- и мелкозернистый сподумен-кварц-альбитовый агрегат, сложенный сподуменом (10—25 %), кварцем (до 30 %), альбитом (до 40 %), микроклином (5—10 %) и мусковитом (до 5 %). В нем встречаются апатит, турмалин, монтебразит, ильменорутил, касситерит, колумбит. Для этого комплекса характерна равнозернистость минералов и равномерное распределение альбита и кварца. Сподумен и микроклин иногда образуют цепочечные скопления, согласные с простираем тел, что придает комплексу неясную полосчатость.

В более позднем средне- и крупнокристаллическом альбит-кварц-сподумен-микроклиновом комплексе преобладают сподумен (10—25 %), микроклин (10—35 %) и кварц (25—35 %), содержание альбита понижено (5—15 %), распространены также мусковит (2—6 %), турмалин, гранат, апатит, берилл, монтебразит, касситерит, поллуцит, тапиолит, минералы серии колумбит-танталит. Содержания главных минералов подвержены значительным

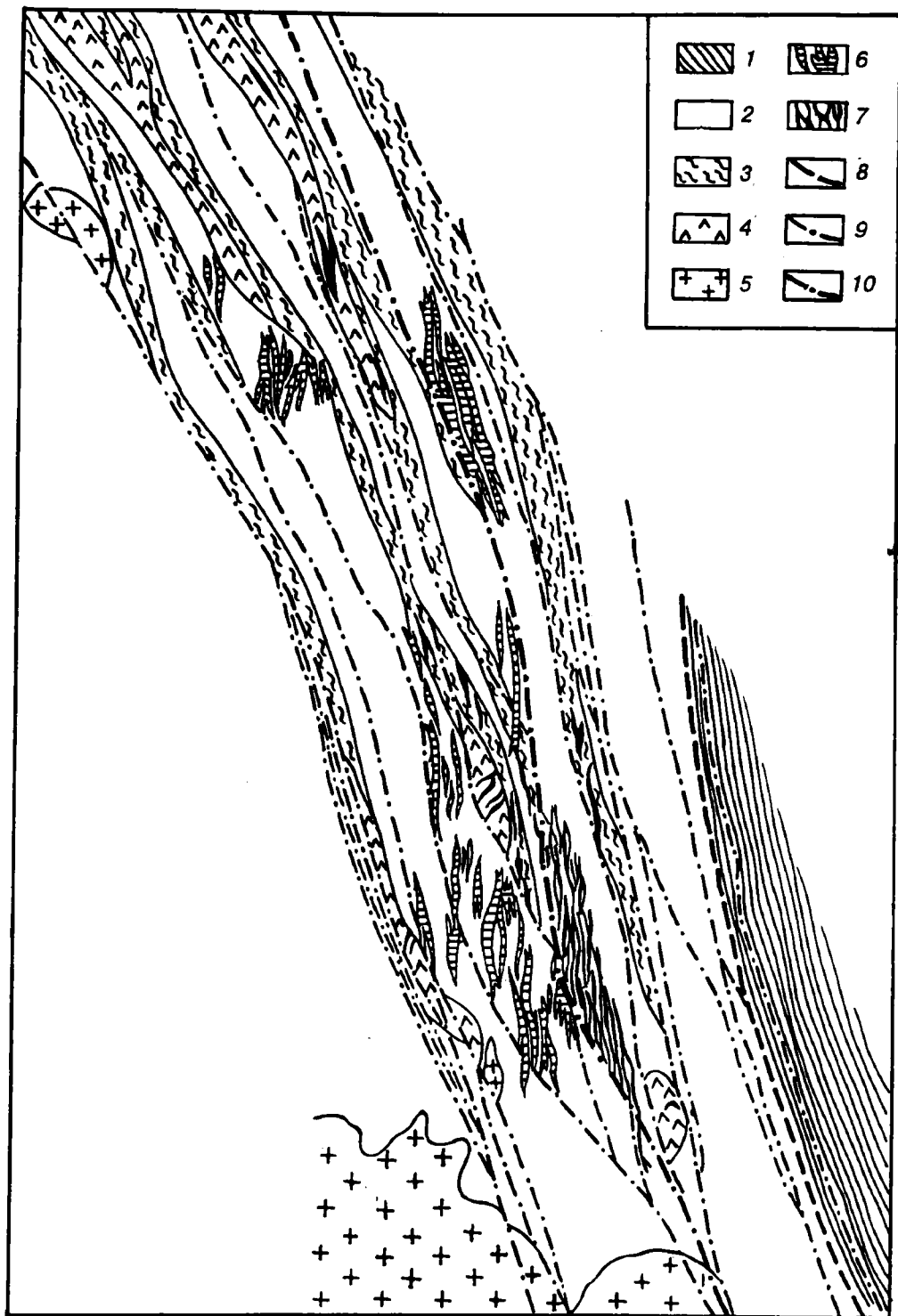


Рис. 4.8. Схематическая геологическая карта южной части Гольцового поля редкометалльных пегматитов [Теремецкая и др., 1973].

1 — архейские гнейсы, гранитогнейсы; 2 — биотитовые, мусковит-биотитовые, биотит-хлоритовые сланцы протерозоя; 3 — амфиболовые сланцы; 4 — амфиболитизированные габброиды; 5 — граниты и гранодиориты; 6 — литиевые пегматиты; 7 — литий-тантал-цезиевые (комплексные) пегматиты; 8 — региональный разлом; 9 — тектонические нарушения; 10 — самый крупный разлом.

колебаниям. Структура комплекса в основном мелкоблоковая и пегматоидная, около контактов тел иногда отмечается мелкозернистая.

В эндоконтактных зонах таких пегматитовых тел наблюдаются мало-мощные зоны мелкозернистого кварц-альбитового комплекса, который сложен альбитом (50—65 %), кварцем (20—30 %), микроклином (до 10 %), сподуменом (до 10 %), мусковитом (2—6 %). Второстепенные минералы: турмалин, апатит, гранат, берилл, касситерит.

Следующие два комплекса — среднезернистый мусковит-кварцевый и кварц-альбит-мусковитовый — являются самыми поздними. Они развиты в пегматитах поля гораздо слабее первых трех, слагающих основной объем жил. Среднезернистый мусковит-кварцевый комплекс сложен кварцем (45—50 %), мусковитом (30—35 %), альбитом (5—10 %), микроклином (до 5 %), в нем также встречаются турмалин, апатит, касситерит, берилл, монтебразит.

В неравнозернистом кварц-альбит-мусковитовом комплексе преобладают мусковит (30—40 %) и альбит (30—40 %), кварца содержится менее 25 %; второстепенные минералы: микроклин, сподумен, монтебразит, пурпурит, скорзалит, турмалин, апатит, гранат, берилл, касситерит, тапиолит, колумбит-танталит, сульфиды. Два поздних комплекса вместе с кварц-альбитовым часто выполняют объем мелких прожилков и апофиз, в большом количестве наблюдающихся во вмещающих породах около крупных пегматитовых тел.

Внутреннее строение пегматитовых тел характеризуется крайним непостоянством положения структурно-минералогических комплексов, невыдержанностью их по простирацию и падению, отсутствием устойчивой зональности. Лишь вдоль контактов жил всегда отмечаются невыдержанные по мощности мелкозернистые кварц-альбитовые или кварц-мусковитовые оторочки. Выделяются три наиболее характерных структурно-парагенетических типа пегматитов, различающихся по соотношениям слагающих их минеральных комплексов [Теремецкая и др., 1973].

1. Резко преобладает ранний тонко- и мелкозернистый сподумен-кварц-альбитовый комплекс над крупнокристаллическим альбит-кварц-сподумен-микроклиновым.

2. Количественные соотношения вышеназванных комплексов обратные.

3. Главную роль играют кварц-альбитовый, мусковит-кварцевый и кварц-альбит-мусковитовый комплексы, метасоматически замещающие ранние ассоциации минералов.

Пространственное положение указанных типов пегматитов не соответствует обычной схеме зональности пегматитовых полей в зависимости от степени удаленности от гранитных массивов. В пределах поля отмечается локализация наиболее дифференцированных пегматитовых тел (с поздними структурно-минеральными комплексами) в узких линейных зонах, примыкающих к крупным тектоническим разломам северо-западного и субмеридионального простираания.

Важная особенность Гольцового поля — широкое развитие в экзоконтактных зонах пегматитовых тел слюдитов и вторичных слюдистых сланцев (с высокими содержаниями редких щелочных элементов), возникших за счет выноса щелочей в экзоконтактное пространство.

Таким образом, Гольцовое поле характеризуется широким развитием серий слабо дифференцированных пегматитовых жил с незакономерным расположением различных структурно-минеральных комплексов и практическим отсутствием зональности поля относительно ближайшего массива гранитоидов. Определяющий фактор формирования жильных серий — беспокойный тектонический режим во время их становления.

Вороньетундровское пегматитовое поле

Пегматитовое поле находится на Кольском полуострове в бассейне р. Воронья. Оно имеет длину около 15 км при ширине 5—6 км и расположено в грабен-синклинии, сложенной первично-эффузивными, осадочными и интрузивными породами, метаморфизованными в условиях, соответствующих образованию эпидотовых или куммингтонитовых амфиболитов. Пегматитовые жилы залегают в параамфиболитах, содержащих линзы ортоамфиболитов.

Преобладающая часть пегматитов представлена безрудными гранит-пегматитами, и только небольшое число жил сложено сподумен-микроклин-альбитовыми, микроклин-альбитовыми со сподуменом и альбитовыми жилами с комплексной редкометалльной минерализацией. Форма тел неправильная, с раздувами, пережимами и апофизами. Встречаются как одиночные жилы, так и жильные серии (месторождение Васин Мыльк). Мощность тел возрастает, а морфология усложняется, когда они выполняют несколько систем трещин различных направлений.

В раздувах большинства жил отчетливо выражено симметричное или асимметричное зональное строение. В симметрично-зональных жилах выделяются обычно три—четыре зоны [Поля..., 1976]: 1) кварц-альбит-олигоклаз-микроклин-пертитовая около зальбандов; 2) сподумен-кварц-альбитовая; 3) в центре — зона блокового микроклин-пертита с гнездами альбит-клевеландит-кварцевого состава, с поллуцитом, лепидолитом, бериллом, розовым и полихромным турмалином.

При асимметричном строении в раздувах со стороны лежащего бока около контакта находится маломощная кварц-альбит-олигоклаз-микроклиновая зона. Она сменяется довольно мощной кварц-альбит-микроклиновой зоной неяснографической структуры, мощность которой со стороны висящего бока уменьшается в 2—3 раза. Сподумен-кварц-альбитовая зона смещена к висящему боку. Под ней наблюдаются гнезда мелкопластинчатого альбита.

В одиночных крупных пегматитовых телах внешние кварц-полевошпатовые безрудные зоны развиты гораздо меньше. Пережимы иногда сложены сподумен-кварц-альбитовым комплексом. В раздувах наблюдается до пяти зон:

1) внешние кварц-альбит-олигоклазовые зоны оконтуривают пегматитовые тела и содержат крупные кристаллы шерла, субперпендикулярные контактам, мусковит и Мп-апатит; 2) промежуточные зоны блокового микроклин-пертита с гнездами альбита слагают значительную часть пегматитовых тел. Часто они представлены крупными линзами неправильной формы мощностью до 8—10 м. Блоки микроклин-пертита достигают 1—5 м. Здесь находятся также темно-зеленый турмалин, берилл, марганотанталит; 3) внутренние сподумен-кварц-альбитовые зоны имеют широкое распространение. Они часто залегают ниже зон блокового микроклина-пертита. В них встречаются мусковит и реликты микроклин-пертита в виде блоков размерами до 3—4 м, темно-зеленый турмалин, монтебразит, берилл, марганотанталит. Альбит образует участки неправильной формы, сподумен наблюдается в виде белых идиоморфных кристаллов;

4) центральная поллуцит-клевеландит-кварцевая зона представлена прерывистыми обособлениями неправильной формы размером до нескольких метров в осевой части жил. В случае пологого падения эта зона приурочена к границе блокового микроклин-пертита со сподумен-кварц-альбитовой зоной. Она сложена в основном кварцем и клеветландитом, в подчиненном количестве распространены здесь сподумен, поллуцит, лепидолит, монтебразит, берилл,

розовый, белый и полихромный турмалин, танталит, симпсонит, микролит (жила 18);

5) во всех зонах пегматитовых тел, кроме первой внешней, распространены гнезда и прожилки сахаровидного альбита мощностью до 25—30 см. В них встречаются кварц и светло-зеленый турмалин.

Пегматитовые жилы с такой зональностью отличаются наиболее высокими содержаниями Rb, Cs, Ta при высоких концентрациях Li и Be.

Коктогай

Месторождение Коктогай — классический представитель комплексных редкометалльных пегматитовых объектов. Оно описано (правда, без названия) К.А. Власовым [1966], М.В. Кузьменко с соавторами [1971], Н.А. Солодовым [1962], в ряде учебников и сводных работ по пегматитам. В последнее время появилось несколько публикаций на китайском, русском и английском языках, где дается детальная характеристика геологии (с подлинными названиями), минералогии и геохимии Коктогай [Редкоэлементные месторождения..., 1989; Шмакин, 1992; Zou Tiangen et al., 1985, 1989; Rare..., 1990].

Пегматитовый пояс Монгольского Алтая на территории китайской провинции Синьцзян контролируется антиклинальной структурой северо-западного простирания длиной до 100 км при ширине до 80 км. В его пределах выделены два десятка пегматитовых полей, но редкометалльные пегматиты встречаются только в центральной и северо-западной частях пояса. Площадь месторождения и пегматитового поля Коктогай — 7,5 км², здесь насчитывается 30 пегматитовых тел. Залегают они преимущественно в амфиболитах — измененных габброидах. Пространственно и генетически пегматиты связаны с лейкократовыми мусковитовыми гранитами верхнепалеозойского возраста.

Большинство пегматитовых жил месторождения имеют северо-западное простирание и пологое падение на юго-запад. Они всегда зональны и насчитывают до десятка зон, различающихся по минеральному составу. Наиболее хорошо изучена жила 3 Коктогай, строение ее главного купола является типичным примером концентрической зональности (рис. 4.9). Жила прослежена на 1 км по простиранию и на 1,5 км по падению, главный купол вскрыт карьером. Овальное в плане горизонтальное сечение купола имеет размеры 300 × 150 м. От периферии к центру наблюдаются следующие зоны: I — кварц-микроклиноватая, графическая и неяснографическая, II — сахаровидного альбита, III — микроклиноватая массивная, IV — мусковит-кварцевая, V — сподумен-альбитовая, VI — сподумен-кварцевая, VII — мусковит-альбитовая (с тонкопластинчатым альбитом), VIII — альбит-лепидолитовая, IX — кварцевое ядро, содержащее крупные блоки микроклина (до 10 м в поперечнике).

Представление о количественных соотношениях породообразующих минералов дает табл. 4.1. Из нее следует, что пять главных минералов присутствуют абсолютно во всех зонах и что приведенные выше названия зон (принятые на месторождении) не совсем точны. Так, зону II лучше было бы назвать зоной сахаровидных полевых шпатов, поскольку микроклина в ней больше, чем альбита, IV — мусковит-микроклин-кварцевой, а VI — сподумен-альбит-кварцевой.

Общее число выделенных в пределах жилы минеральных ассоциаций 36, но многие из них распространены незначительно. Взаимоотношения зон свидетельствуют о последовательной их кристаллизации от периферии к центру. Апофизы центральных зон иногда пересекают контуры предыдущих.

Из минералов, которые не вошли в названия зон, наибольший интерес представляют те, которые содержат Cs, Ta, Nb, Be, Zr и Hf. Это в первую

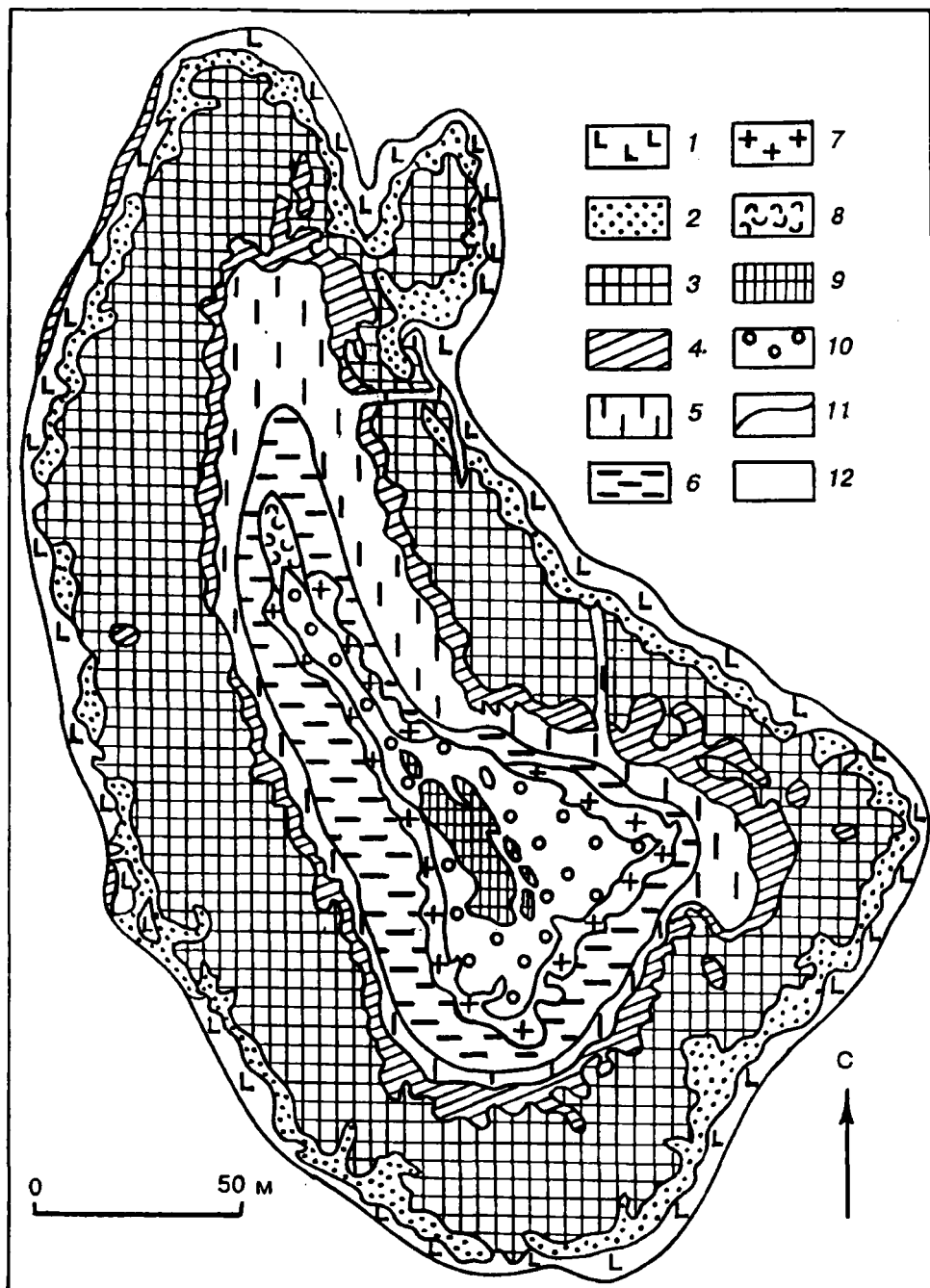


Рис. 4.9. Горизонтальное сечение пегматитовой жилы 3 Коктогайского поля (уровень 30 м) [Zou Tianren et al., 1986, с уточнениями Б.М. Шмакина, 1992].

1—8 — зоны: 1 — графического и неяснографического пегматита, 2 — сахаровидного альбита, 3 — массивного микроклина, 4 — мусковит-кварцевая, 5 — сподумен-клевеландитовая, 6 — сподумен-кварцевая, 7 — мусковит-альбитовая, 8 — альбит лепидолитовая; 9 — блоки микроклина в кварце; 10 — массивного кварца; 11 — границы между зонами; 12 — вмещающие породы глаукоклаз-роговообманкового состава.

очередь поллуцит, слагающий крупные мономинеральные секущие линзы преимущественно в зоне VIII, реже в VII, очень редко в VI и IX. Колумбит обычен в зоне IV, Mn-Nb танталит в V, Mn-танталит — в VII и VIII. Висмутсодержащий танталит изредка отмечается в четырех зонах, с V по VIII, а висмутсодержащий микролит — в трех, с VI по VIII. Урансодержащий микролит обычен в зоне VII, а во всех остальных он отмечается как акцессорный минерал. Гафнийсодержащий циркон также отмечен в незначительных

Минеральный состав зон (I—IX) жилы 3 месторождения Коктогай [Ragc..., 1990], мас. %

Минерал	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX _к	IX _м
Микроклин	43	50	77	21	1	1	2	1	++	99
Кварц	31	10	13	54	30	55	15	2	98	++
Альбит	17	33	7	8	51	22	63	31	++	++
Мусковит	6	4	2	15	5	4	12	++	1	0,5
Лепидолит							+	64	+	
Сподумен	++	++	+	++	12	17	6	1	1	+
Биотит	+	+		+						

П р и м е ч а н и е. Знак "++" означает присутствие минерала в заметных количествах, "+" — редкий минерал; для зоны IX приведены данные для кварцевой (к) и микроклиновой (м) частей.

количествах во всех зонах, а в VII и VIII он играет более заметную роль. Берилл встречается во всех зонах, причем в промышленных концентрациях он имеется в II, IV и V. Хризоберилл отмечен в семи зонах, но везде в качестве аксессуарного минерала.

Из других широко распространенных (практически во всех зонах) минералов следует отметить висмутит, висмутин, бисмит, турмалин-шерл, апатит, магнетит, рутил, спессартин, корунд, ставролит, топаз, шеелит, пирит. Амблигонит и литийсодержащий турмалин имеются в зонах V, VI и VIII, литиофилит и марганецсодержащий сиклерит — в зонах IV—VI. Монацит и ксенотим, а также ильменит отмечены в трех—четыре внешних зонах, флюорит — в I, VI—VIII.

Месторождение Хардинг

Широко известная пегматитовая жила Хардинг в штате Нью-Мексико (США) — один из наиболее ярких представителей бесполлуцитовых комплексных пегматитов. Минералами-носителями цезия в нем являются слюды. Судя по многочисленным описаниям минералогии и внутреннего строения тела, данный пегматит может быть отнесен к сподуменовой подформации в связи с ведущей ролью сподумена в качестве первичного литиевого алюмосиликата. Однако Б. Чакоумакосом и Г. Лампкиным [Chakoumakos, Lumpkin, 1990] описан специфический кварц-сподуменый агрегат, развитый в альбитовой зоне лежачего бока тела в виде овоидных обособлений размером до 4 см. Упомянутые авторы полагают, что данный агрегат является результатом распада петалита на сподумен и кварц. И хотя данный агрегат развит весьма ограниченно, следует иметь в виду, что самая начальная стадия формирования пегматита могла осуществляться в термодинамических условиях устойчивости петалита вблизи линии равновесия петалит—сподумен. Ниже приводится описание пегматита по П. Черны [Сегнү, 1989].

Возраст пегматитов Хардинга около 1,4 млрд лет. Это субгоризонтальное тело, залегающее на контакте между амфиболитами и кварц-слюдистыми сланцами. Размеры тела составляют не менее 330 × 500 × 25 м, причем значительная его часть эродирована. Пегматит асимметрично зонален, в нем выделены шесть первичных зон и два комплекса замещения (рис. 4.10).

Со стороны всячего бока за тонкой мелкозернистой оторочкой следует грубозернистая зона (1), в которой кварц, альбит и мусковит сопровождаются аксессуарными бериллом, калишпатом, альбитом и колумбит-танталитом (берилловая зона). Ниже располагается кварцевая зона (2) с аксессуарными полевыми шпатами и мусковитом, которая подстилается кварц-сподуменовой зоной (3) с микролитом, бериллом, апатитом и лепидолитом. Кристаллы

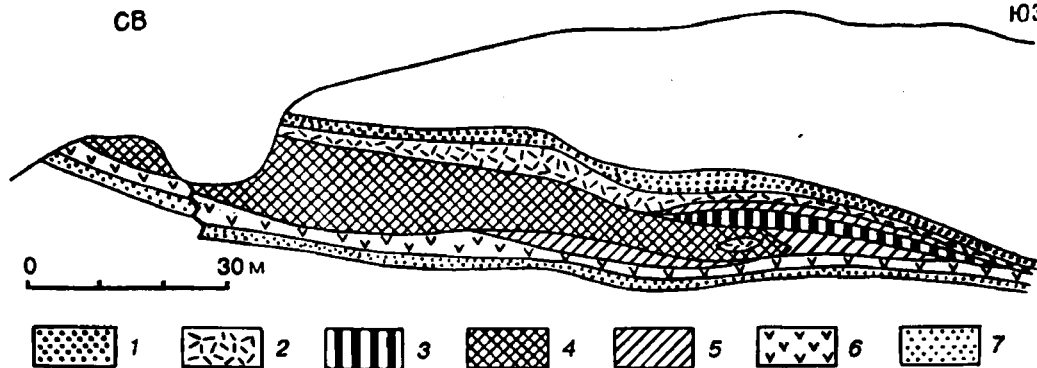


Рис. 4.10. Вертикальный разрез через главную часть пегматита Хардинг [Černý, 1989].

1—7 — зоны пегматита: 1 — берилловая, 2 — кварцевая, 3 — сподумен (досчатый)-кварцевая, 4 — пятнистая (spotted), 5 — мусковит (розовый)-клевеландитовая, 6 — кварц-клевеландитовая, 7 — аплитовая лежащего бока.

сподумена в этой зоне имеют характерную досковидную форму. В центральной части тела находится наиболее мощная калишпат-сподуменовая, так называемая “пятнистая” (spotted) зона (4), которая содержит значительное количество кварца, а также второстепенные и акцессорные минералы: апатит, альбит, микролит и колумбит-танталит. Здесь развит замещающий слюдястый комплекс, образующий местами анхимономинеральные агрегаты розового литиевого мусковита (5).

Ниже центральной “пятнистой” зоны развиты прерывистая кварц-клевеландитовая (6) и локально, в виде пятен, — полевошпатовые участки с подчиненными кварцем и альбитом. Самая нижняя аплитовая зона (7) в лежащем боку тела состоит из альбита, кварца с акцессорными бериллом, апатитом и колумбит-танталитом.

Метасоматический комплекс клевеландита с кварцем и мусковитом развит преимущественно в центральной зоне (4), но встречается и в берилловой (1). Ассоциация розового мусковита и клевеландита тяготеет к кварц-сподуменовой зоне (3). Оба замещающих комплекса обогащены микролитом и локально колумбит-танталитом, в которых тантал резко преобладает над ниобием.

4.2.2. ПЕГМАТИТЫ ТАНТАЛ-ОЛОВО-ЛИТИЕВОГО ЭВОЛЮЦИОННОГО РЯДА

Выделенные нами в отдельный ряд редкометалльные пегматиты с Ta-Sn-Li специализацией обладают рядом особенностей, не позволяющих объединить их ни с комплексными, ни с собственно литиевыми [Шмакин, 1987].

Главный интерес на объединяемых в данный ряд пегматитовых месторождениях представляют оловянная и танталовая минерализации, хотя содержания лития также могут быть промышленными. В последнее время одним из главных источников тантала стали шлаки оловоплавильных заводов [Таусон, Шмакин, 1988], преимущественно перерабатывающих касситерит пегматитовых месторождений Ta-Sn-Li ряда. Как правило, литий из этих месторождений не извлекается.

Бельское месторождение

Белореченское пегматитовое поле Восточно-Саянского пояса, в котором находится это месторождение, разделяется на два участка: Белореченский с пегматитами литиевого ряда и Бельский, имеющий тантал-олово-литиевую

специализацию. Жильная серия Бельского участка представлена рядом пегматитовых жил, залегающих в слюдястых сланцах и параамфиболитах и имеющих протяженность от нескольких десятков до первых сотен метров.

Наиболее крупная жила участка имеет слабо зональное строение [Поля..., 1976]. Минеральный состав пегматитов таков (%): кварц — 30—40, микроклин — 20—25, альбит — 20—30, сподумен — 2—5, мусковит — 2—3. От контакта к центру жилы выделяются следующие зоны: 1) мусковит-кварцевая приконтактовая оторочка мощностью 5—10 см с примесью касситерита, колумбит-танталита, турмалина, апатита; 2) внешняя зона кварц-альбитового состава с колумбитом-танталитом, бериллом, шерлом, литиевыми фосфатами (амблигонит-монтебразит); 3) внутренняя зона альбит-сподумен-микроклин-кварцевого состава с бериллом, касситеритом, колумбит-танталитом, петалитом, амблигонит-монтебразитом. Выделяются также участки замещающего мелкокристаллического кварц-альбитового комплекса с бериллом, касситеритом, колумбит-танталитом.

Описываемая жила расположена в средней части вертикального разреза месторождения. На верхнем горизонте наблюдается ряд крупных пегматитовых жил, которые характеризуются отсутствием зональности и преобладанием альбита над микроклином и сподуменом. В их минеральном составе 30—35 % кварца, 10—15 микроклин-пертита, 35—40 альбита, 5—8 мусковита, 1—2 % касситерита; отмечаются также сподумен, турмалин, берилл, гранат, амблигонит-монтебразит, сиклерит, пурпурит, трифилин-литофилит, апатит, колумбит-танталит, флюорит, циркон, пирит, халькопирит.

В одной из жил эндоконтактовая "грейзеновая" зона мусковит-кварцевого состава имеет мощность 15—40 см, от нее отходят многочисленные ветвистые прожилки к центру жилы, так что иногда основной объем жилы занимает замещенный пегматит. Структура "грейзена" изменяется от мелкозернистой у контактов до крупнозернистой в центре жилы. В "грейзене" широко распространен касситерит, образующий кристаллы до 10 см длиной. Эта зона наиболее важна с экономической точки зрения.

В центральной части жилы находится зона крупнокристаллического кварц-микроклин-сподуменового пегматита. В нем наблюдаются участки альбитового пегматита с пластинчатым и сахаровидным альбитом.

Пегматитовое поле Гринбушес

Месторождение Гринбушес находится на юго-западе Австралии, в провинции Йилгарн. Главное пегматитовое тело поля прослежено на 3300 м. Это полого залегающее (20 — 40°) мощное линзовидное тело северо-западного простирания с падением на юго-запад. Ширина выходов на поверхность достигает 230 м. Другие пегматитовые тела субпараллельны главному и находятся к востоку, северу и югу от него. Они тоже линзовидны, но значительно меньше Главного тела. До глубины порядка 50 м все пегматитовые тела интенсивно каоилинизированы, что облегчает их обработку.

Для пегматитовых тел поля Гринбушес характерна асимметрично-полосчатая зональность, кварцевые ядра отсутствуют, а максимальная мощность кварцевых обособлений (в калишпатовой зоне) 2 м.

В пегматитовых телах выделяются четыре главные зоны [Partington, 1990]: 1) приконтактовая, 2) литиевая (сподуменовая), 3) калиевая (калишпатовая), 4) натриевая (альбитовая). Г. Партингтон отмечает, что зональность тел необычна и вообще уникальна, поскольку литиевые зоны, которые должны кристаллизоваться последними и располагаться в центре, в пег-

матитовых телах поля Гринбушес находятся нередко в лежащей и висячей приконтактовых частях. Однако литиевые пегматиты занимают верхние горизонты крутопадающего тела, тогда как на нижних горизонтах вскрыты калишпатовая и альбитовая зоны. Многочисленные более мелкие подзоны наблюдаются только в крупных телах: мусковит-апатит-берилловая — в калишпатовой зоне, богатые турмалином “полосы” — в альбитовой, а кварцевые “слои” — в литиевой [Partington, 1990].

Наиболее богатые олово-танталовые руды имеются исключительно в альбитовых зонах, как правило, в богатых турмалином подзонах. Минералы олова и тантала ассоциируют с уранинитом и, видимо, кристаллизуются синхронно с турмалином. Касситерит — главный минерал олова в этих пегматитах. Более ранние минералы тантала (воджинит и иксиолит) образуют включения в касситерите и турмалине, более поздние (микролит, танталит и тапиолит) не содержат олова. Другие характерные для рудной зоны акцессорные минералы — циркон и монацит. Эндоконтактовые зоны состоят из кварца и альбита, содержат мусковит, турмалин, гранат, апатит, примеси минералов Sn, Nb и Ta. Окружающие пегматитовые тела экзоконтактовые зоны в амфиболитах содержат биотит, гольмквистит, турмалин, гранат и арсенопирит.

В касситерите месторождения постоянно присутствуют изоморфные примеси тантала, а также микровключения танталита (обычно менее 65 мкм). После электродугового восстановления олова тантал переходит в состав шлака, который продается местной горно-рудной компанией под названием “танталовое стекло”. Оно в среднем содержит (мас. %): Ta_2O_5 — 20, Nb_2O_5 — 6, Sn — 1, SiO_2 — 30, CaO — 15, FeO — 6, Al_2O_3 — 5, MgO — 3, ZrO_2 — 1 и Sb_2O_3 — 0,03.

Танталовые концентраты месторождения состоят в основном из танталит-колумбита со средним отношением $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$, равным 1,6 (колебания от 0,8 до 2,8), с примесью стибитанталита, тапиолита, воджинита, микролита.

Пегматитовое поле Камативи

Крупное пегматитовое поле ВСВ простирания в северо-западной части Зимбабве получило свое современное название от г. Камативи, расположенного в его центре. Оно входит в состав оловорудного пегматитового пояса Уанки, залегающего в слюдяных сланцах формации Камативи.

Для поля характерны протяженные (до 2 км) пологозалегающие жилы, нередко имеющие форму “перевернутого блюда” [Lockett, 1979]. Их мощность обычно измеряется первыми метрами, но в центральной части иногда наблюдаются утолщения — максимально до 30 м. Жилы залегают в несколько ярусов, нередко соединяются апофизами друг с другом. Кроме пологих, в поле известны и крутопадающие дайкообразные пегматитовые тела. Некоторыми исследователями они рассматриваются как рудоподводящие для пологих жил.

Зональность в пегматитах поля выражена слабо и проявляется незакономерно. Выделяются четыре минеральные ассоциации (называемые “фазами”), присутствующие совместно почти в каждом пегматитовом теле: 1) кварц-калишпатовая, 2) альбитовая, 3) мусковит-кварцевая и 4) кварц-мусковитовая.

Первая ассоциация содержит крупные кристаллы микроклин-пертита, кварц, мусковит и плагиоклаз. Обычно кристаллы Кпш (до 1 м длиной) находятся в центральной части жилы и ориентированы субперпендикулярно контактам. В этой же ассоциации присутствуют сподумен и амблигонит.

Альбитовая ассоциация включает подчиненное количество кварца и мусковита. Именно эта ассоциация слагает основную часть как пологих, так и крутопадающих жил. Обычными акцессорными минералами являются турмалин, касситерит, танталит, ортит и ряд минералов железа.

Мусковит-кварцевая ассоциация характерна для эндоконтактных оторочек мощностью до 10 см. Пластины мусковита обычно ориентированы перпендикулярно контактам. В качестве второстепенного минерала присутствует альбит, а акцессорного — касситерит.

Кварц-мусковитовая ассоциация слагает жилки, пересекающие кварц-калишпатовые или альбитовые зоны. В качестве акцессорных минералов здесь и в других ассоциациях нередко встречаются апатит, гранат, хлорит.

Из некоторых жил поля извлекались берилл и микролит, а среди второстепенных и акцессорных минералов наблюдались танталит-колумбит, лепидолит, циннвальдит, петалит и литиофилит.

Пологозалегающие жилы поля Камативи делятся на литийсодержащие (в основном со сподуменом) и лишенные литиевой минерализации. Однако надежных разведочных данных о корреляции между содержаниями лития и олова (как и тантала) нет.

Таким образом, для пегматитов тантал-олово-литиевого ряда отмечается преобладание сподумена над другими литиевыми минералами. Олово всегда связано в касситерите, который может содержать тантал как в изоморфной форме, так и в виде микровключений танталита и микролита. Эти же два минерала являются концентратами тантала. Реже встречаются воджинит и тапиолит. Количество акцессорного берилла непостоянно. Зональность пегматитовых жил не является обязательной и наблюдается только в некоторых полях.

4.2.3. ПЕГМАТИТЫ ЛИТИЕВОГО ЭВОЛЮЦИОННОГО РЯДА

Конечные члены этого геохимического ряда, часто называемые бериллий-тантал-литиевыми [Поля..., 1976] или сподуменовыми пегматитами, по особенностям занимаемой ими геологической позиции, минерального состава и внутреннего строения наиболее четко индивидуализированы по сравнению с другими редкометалльными пегматитами. В литературе они более всего известны как альбит-сподуменовый тип пегматитов [Солодов, 1962, 1971], часто характеризующийся практически однометалльной полезной нагрузкой, большими запасами литиевого сырья, нередко отсутствием тесной видимой связи с гранитами и другими типами пегматитов. Далее приводится описание некоторых наиболее хорошо изученных полей пегматитов данного ряда.

Пегматитовое поле Колмозеро

Данное поле — наиболее детально изученный пример пегматитов собственно литиевого ряда на Кольском полуострове [Гордиенко, 1970а]. Оно приурочено к узкой синклинальной зоне, выполненной нижнепротерозойскими эффузивно-осадочными образованиями, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Эти породы прорываются серией разновозрастных интрузивных образований — от габбро до гранитов. Пегматиты поля пространственно и генетически связаны с нижнепротерозойскими турмалин-мусковитовыми гранитами. В.В. Гордиенко [1970а] выделил три типа пегматитов: 1) полевошпатовые, 2) мусковит-полевошпатовые и 3) сподуменовые.

Пегматиты полевошпатового типа имеют наиболее простой минеральный состав и внутреннее строение. На долю полевых шпатов

приходится 60—70 %, кварца — 30—40 %. Кпш преобладает над плагиоклазом. Акцессорные минералы — биотит, мусковит, шерл, гранат, магнетит, ильменит, иногда берилл, пироклор, колумбит, ильменорутил, молибденит.

Внутреннее строение пегматитов данного типа участково-зональное. На контакте с вмещающими породами развита маломощная (до 5 см) аплитовая оторочка (кварц — 10—35 %, альбит-олигоклаз — 70—85 %). Она сменяется среднезернистым агрегатом гранитной структуры следующего состава (%): альбит-олигоклаз — 45, кварц — 35, Кпш — 20. Такой агрегат составляет обычно 60—70 % объема жил. В центральных частях тел развиты четковидные и гнездовые обособления крупно- и гигантозернистого пегматита, сложенного альбитом и блоками Кпш в тонкографическом срастании с кварцем.

Пегматиты мусковит-полевошпатового типа отличаются в основном лишь гораздо более высоким содержанием мусковита — до 10—12 %. На долю микроклина приходится 35—50 %, кварца — 25, альбита — 15—30 %. Второстепенные минералы представлены шерлом (до 1 %). Из акцессорных минералов характерны берилл, колумбит-танталит, голубой апатит, гранат.

В этих пегматитах маломощная аплитовая оторочка иногда содержит биотит, хлорит, гольмквистит. Зона среднезернистого пегматита маломощна (10—20 см), иногда отсутствует. Основную массу жил составляет неоднородный по составу крупно- и гигантозернистый кварц-полевошпатовый агрегат с жилообразными выделениями мелкопластинчатого альбита и среднезернистого кварц-мусковитового агрегата. Все эти структурно-минеральные комплексы пересекаются прожилками и полосами сахаровидного альбита.

Пегматиты сподуменового типа* имеют следующий состав (%): кварц — 30—35, альбит (№ 0—6) — 30—35, микроклин — 10—25, сподумен — 18—20, мусковит — 5—7. Второстепенные и акцессорные минералы: сине-зеленый апатит, спессартин, берилл, колумбит-танталит, трифилин-литофилит. Реже встречаются сульфиды, вторичные фосфаты, цеолиты.

Аплитовидная кварц-плагиоклазовая приконтактовая оторочка сменяется среднезернистым кварц-альбитовым агрегатом гранобластовой структуры, который, в свою очередь, постепенно переходит в средне-крупнозернистую до блоковой кварц-сподумен-альбитовую зону, слагающую основную объем жил.

В ней встречаются участки зернистого кварца, мономинеральные обособления клевеландита, гнезда, прожилки и полосы кварц-мусковитового состава, гнездовые скопления берилла, апатита, колумбит-танталита, литиофилита. Кристаллы сподумена до 1 м в длину довольно равномерно рассеяны в породе и ориентированы субперпендикулярно контактам жил.

В описанном ряду пегматитов постепенно снижается количество Кпш сперва за счет мусковита, а затем и сподумена; при этом существенно возрастают роль крупно-гигантозернистых комплексов и размеры пегматитовых тел. Для всех типов пегматитов характерна расплывчатость границ между зонами. Нередко по простиранию крупных пегматитовых тел наблюдаются постепенные взаимопереходы одного типа пегматитов в другой, что свидетельствует о генетической общности описанных пегматитов.

*Соответствует типу альбит-сподуменовых пегматитов по Н.А. Солодову [1962].

Завитинское пегматитовое поле

Поле приурочено к субширотной узкой грабен-синклинали, обрамляющей с севера Агинскую плиту (Восточное Забайкалье) [Недумов, Земская, 1971]. Пегматиты поля, детально описанные В.Е. Загорским, Л.Г. Кузнецовой [1990], связаны с мезозойскими гранитами кукульбейского комплекса. Собственно литиевые пегматиты образуют "свиту" жил, залегающих в пачке переслаивания углистых алевролитов, песчаников и конгломератов пермо-триасового возраста (см. рис. 3.2). Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиборлитовой фаций и превращены в сланцы. По составу и структурно-текстурным особенностям выделены четыре типа пегматитов: 1) гранит(аплит)-пегматиты, 2) двуполевошпатовые пегматиты (резко неравнозернистые, до блоковых), 3) существенно альбитовые пегматиты (мелко-среднезернистые с порфиroidными выделениями калишпата), 4) сподуменальбитовые (резко неравнозернистые, полосчатые).

Г р а н и т-п е г м а т и т ы всегда пространственно связаны с двуслюдяными и мусковитовыми лейкогранитами. Они формируют штокообразные изометричные в плане тела от первых десятков до первых сотен метров в поперечнике, либо сообщества часто соединяющихся между собой тел сложной морфологии. Основу тел составляет средне- и крупнозернистый мусковитовый гранит, в котором олигоклаз преобладает над Кпш, а количество мусковита может достигать 10—15 %. В гранитной матрице присутствуют многочисленные выделения Кпш и кварца размером до 10—15 см, сложной формы участки крупнозернистого калишпатового пегматита, письменного гранита, кварц-мусковитового комплекса с пластинчатым либо ленточным мусковитом, мелкие лейсты биотита.

Границы между гранитной матрицей и собственно пегматитовой составляющей расплывчатые, извилистые. Количественные их соотношения могут существенно варьировать. Иногда в гранитной матрице значительную роль играют олигоклазовые аплитовидные породы. Акцессорные минералы гранит-пегматитов: шерл, гранат, берилл, апатит.

Д в у п о л е в о ш п а т о в ы е п е г м а т и т ы. Этот тип характеризуется значительными вариациями соотношений полевых шпатов и резкой неравнозернистостью слагающих их минеральных комплексов. Пегматиты слагают апофизы некоторых гранит-пегматитовых тел и самостоятельные жильные тела длиной до 200 м и более с мощностью в раздувах до 20—25 м. Гранитная или аплитовая матрица в них отсутствует. Обычно это крупнозернистые пегматиты, содержащие участки калишпатового графического и блокового пегматита, кварц-мусковитового комплекса, пегматоидные обособления дымчатого кварца, клиновидного пластинчатого зеленовато-серого мусковита, идиоморфные кристаллы калишпата. Акцессорные минералы представлены гранатом, турмалином, бериллом.

С у щ е с т в е н н о а л ь б и т о в ы е п е г м а т и т ы. Пегматиты этого типа характеризуются наиболее простым строением. Основу их обычно составляет мелко-, средне-, реже крупнозернистый кварц-альбитовый агрегат с бластическими выделениями белого или светло-серого калишпата размером до 15—20 см. Калишпат по краям и трещинам нередко подвергается замещению альбитом. Альбит мелко-среднетаблитчатый, реже клевеландит, иногда близок к сахаровидному. В пегматитах обычно присутствует мелкопластинчатый светло-зеленый мусковит, равномерно рассеянный по породе. Реже встречаются участки кварц-мусковитового агрегата. Как правило, количество мусковита в альбитовых пегматитах не превышает 5—7 %. Акцессорные

минералы: шерл, гранат, светло-зеленый берилл, касситерит и танталит-колумбит. В некоторых телах появляется сподумен, часто замещенный агрегатом циматолита. Пегматиты этого типа образуют пластинчатые жилы длиной до 200 м и более и мощностью до нескольких метров.

Сподумен-альбитовые пегматиты характеризуются наиболее сложным составом и внутренним строением. Главными их структурно-минералогическими комплексами являются: а) мелкозернистый кварц-альбитовый (аплитовый), б) тонко-, мелкозернистый сподумен-кварц-альбитовый (аплитовый, фельзитовидный), в) мелко-среднезернистый, реже крупнозернистый кварц-альбитовый, иногда со сподуменом, близкий по структуре к граниту (гранитовидный), г) резко неравнозернистый до мелко-блокового сподумен-калишпат-кварц-альбитовый, часто с мусковитом, д) средне-крупнозернистый кварц-мусковитовый ("грейзеновый").

В типичном аплитовом кварц-альбитовом комплексе основу породы составляет таблитчатый альбит (0,5—1,2 мм), промежутки между которым заполнены более тонкозернистым (0,2—0,4 мм) калишпат-кварц-альбитовым агрегатом с прихотливыми границами между зернами. Второстепенным минералом является мелкочешуйчатый мусковит, равномерно рассеянный по породе (до 5—7 %). Типичные акцессорные минералы — гранат и апатит.

Породы, сложенные тонко-мелкозернистым сподумен-кварц-альбитовым комплексом (сподуменные аплиты), по особенностям структуры аналогичны вышеописанным альбитовым аплитам. Сподумен распределен в породе равномерно. Количество его колеблется от единичных зерен до 20 % и более. Нередко встречаются тонкозернистые фельзитовидные разновидности аплитов.

Основная масса гранитовидного комплекса сложена кварц-полевошпатовым агрегатом с резким преобладанием таблитчатого альбита. Преобладающий размер зерен комплекса 3—5 мм, реже достигает 10 мм. Калишпат и мусковит являются второстепенными минералами. Такие "граниты" могут быть как со сподуменом (шестоватые выделения до нескольких сантиметров в длину), так и без него. Между типичными аплито- и гранитовидными разновидностями пород в альбит-сподуменных пегматитах наблюдаются постепенные переходы.

Для резко неравнозернистого сподумен-калишпат-кварц-альбитового комплекса характерны наибольшие вариации состава и структуры. Обычно в средnekрупнозернистой кварц-альбитовой с мусковитом массе, очень близкой вышеописанной гранитовидной разновидности, располагаются веретенообразные блоки калишпата и пластинчатые или призматические кристаллы серого или светло-зеленого сподумена. Размеры выделений калишпата достигают нескольких дециметров в длину, а сподумена — от 1,5—2 до 20—30 см и более. Количество сподумена превышает иногда 50 %. Калишпат играет второстепенную роль и нередко отсутствует. В этих случаях комплекс переходит в мусковит-сподумен-кварцевую разновидность. С исчезновением мусковита порода приобретает кварц-сподумен-альбитовый состав. Структура описываемого комплекса директивная за счет параллельной ориентировки кристаллов сподумена.

Средnekрупнозернистый кварц-мусковитовый ("грейзеновый") комплекс содержит, кроме главных минералов, берилл, апатит, реже турмалин. Соотношения кварца и мусковита непостоянны. Иногда комплекс имеет альбит-кварц-мусковитовый состав.

Во всех описанных комплексах может присутствовать розовый гранат, более характерный для бессподуменных комплексов. Из редкометалльных

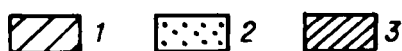
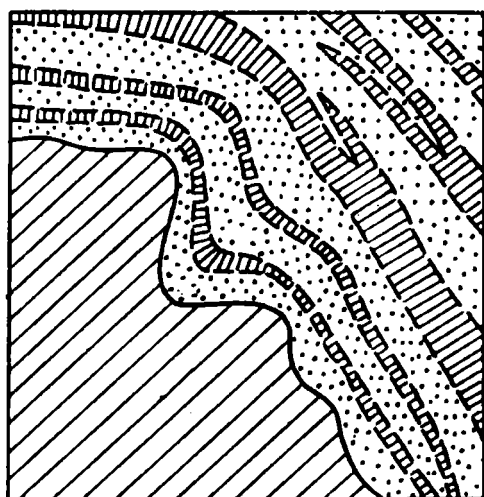


Рис. 4.11. Полосчатая текстура сподуменового пегматита.

1 — сланцы; 2 — кварц-альбитовый аплит; 3 — неравнозернистый сподумен-калишпат-кварц-альбитовый комплекс. Ум. 30.



Рис. 4.12. Пересечение кварц-альбитовым аплитом полосчатого пегматита.

1 — кварц-альбитовый аплит; 2 — сподумен-кварц-альбитовый аплит; 3 — неравнозернистый сподумен-кварц-альбитовый с мусковитом комплекс. Ум. 15.

минералов в пегматитах кроме сподумена присутствуют берилл и танталит-колумбит, а также касситерит.

Характерной особенностью сподумен-альбитовых пегматитов является полосчатость. Она создается чередованием полос вышеописанных комплексов, параллельных контактам жил. Мощность полос варьирует от 1,5—2 см до 2,5 м. В случае изгибов или ступенчатых контактов жил полосчатость тел повторяет очертания контактов. Даже очень маломощные (1,5—3 см) зонки часто прослеживаются на несколько десятков метров. Полосы разветвляются, выклиниваются, вновь появляются. Контакты сподуменосодержащих зон с бесподуменовыми бывают как резкими, так и относительно расплывчатыми. Сподумен и Кпш всегда ориентированы по нормали к контактам зон. Наиболее часто наблюдается чередование бесподуменовых аплитов или гранитов со сподуменовым аплитом и резко неравнозернистым сподумен-калишпат-кварц-альбитовым комплексом (рис. 4.11).

Количество чередующихся полос в поперечном сечении жильного тела может достигать нескольких десятков. Существуют жилы симметрично-зонального строения, когда приконтактные зоны — аплитовидные кварц-альбитовые, а внутренняя — грубозернистая до мелкоблоковой, калишпат-сподумен-кварц-альбитовая. Однако в целом для пегматитового поля это частный случай. Встречаются отдельные дайки или довольно протяженные их части, целиком сложенные одним минеральным комплексом.

Иногда наблюдаются случаи нарушения идеального характера полосчатости с подрезанием или пересечением одних полос другими, в том числе себе подобных. Это относится к любым комплексам, как со сподуменом, так и без него (рис. 4.12). Нередко можно наблюдать еще более сложные взаимоотношения минеральных комплексов — с отрывом секущих “апофиз”, многочисленными изгибами полос, “затеками” одних минеральных комплексов в другие, смещением соседних участков полосчатой текстуры относительно друг друга.

По С.М. Бескину [Критерии..., 1990], сложное внутреннее строение альбит-сподуменовых пегматитов обусловлено последовательным внедрением порций расплавов. В принципе возможность образования тел типа "дайка в дайке" отрицать нельзя. Однако далеко не все особенности строения жил могут быть объяснены с этих позиций, в частности удивительная конформность полосчатости ступенчатым контактам (см. рис. 4.11) или ответвление от "ранних" (по С.М. Бескину) альбитовых аплитов апофиз, которые пересекают соседние, в том числе и себе подобные зоны (см. рис. 4.12). Альтернативной является модель ламинарного втекания в жилловмещающие полости гетерогенного расплава с переходом на турбулентный вариант течения в отдельных участках полостей [Загорский, Кузнецова, 1990].

В жильных сериях альбит-сподуменовых пегматитов встречаются отдельные тела, в которых доминирует неравнозернистый кварц-мусковит-клевеландитовый комплекс, содержащий переменные количества кристаллов сподумена размером до 40 см. Содержание толстотаблитчатого мусковита достигает иногда 20—25 %. Встречаются участки блокового калишпата, сахаровидного альбита. Последний часто замещает калишпат. Полосчатость в таких телах не проявлена. Наряду со сподуменом в этих жилах иногда развит и петалит, который образует изометричные выделения размером до 5—7 см и более в поперечнике.

Тастыгское пегматитовое поле

Поле расположено в нагорье Сангилен (Тува). Это наиболее крупное литиевое месторождение в пределах редкометалльной пегматитовой провинции Центральной Азии. Оно залегает в мраморизованных известняках, что накладывает специфический отпечаток на особенности состава пегматитов [Гинзбург и др., 1961; Мартьянов, 1971]. Месторождение располагается в 1,2—1,5 км от ближайшего массива палеозойских мелкозернистых биотитовых, двуслюдяных гранитов и приурочено к складке коробления в зоне развития тектонических разломов. Западнее главной жильной зоны сподуменовых пегматитов известны безрудные кварц-полевошпатовые с мусковитом пегматиты и аплит-пегматиты, в которых по мере удаления от гранитов наблюдаются фациальные переходы к пегматитам с амазонитом и аксессуарным сподуменом, а затем к собственно сподуменовым.

Сподуменовые пегматиты слагают преимущественно плитовидные плавно изогнутые тела, расположенные кулисообразно. Мощность их уменьшается с глубиной и по простирацию. Контакты жил с вмещающими известняками четкие. На контактах в пегматитах нередко образуется узкая (3—5 см) прерывистая оторочка, сложенная флогопитом, цоизитом, маргаритом. Приконтактные зоны пегматитов часто обогащены органическим веществом, которое заимствуется из битуминозных известняков.

В целом пегматиты Тастыга по составу отличаются от других пегматитов альбит-сподуменого типа повышенной основностью плагиоклаза. Минеральный состав пегматитов следующий (%): плагиоклаз — 40—60, сподумен — 10—20, калишпат — 5—15, кварц — 20—40. Пегматиты очень бедны слюдами.

Главную роль в составе пегматитов имеет кварц-сподумен-плагиоклазовый комплекс, структура которого меняется от четко директивной до неравнозернистой беспорядочно-шестоватой, спутанно-волокнуистой и флюидальной. Многие относительно маломощные (до 2—3 м) тела практически целиком сложены этим комплексом. В телах значительной мощности появляются эле-

менты симметрично-зональной текстуры. Во внутренних их частях присутствуют участки и прерывистые зоны кварц-микроклинового состава блоковой, реже графической структур, а также гнезда, зоны сливного кварца со сподуменом. Для многих тел характерны участковые, прожилковые, полосчатые текстуры. В качестве характерной особенности следует отметить отсутствие или слабое развитие в составе пегматитов альбитовых и кварц-альбитовых комплексов.

Набор акцессорных минералов достаточно специфичен: флюорит, гельвин, фергусонит, гатчеттолит, циртолит, сфен, пироклор, кальцит, эпидот, ортит, касситерит, спессартин-гроссуляр, графит, сульфиды. В приконтактных зонах отмечаются также корунд, скаполит. Наряду с породообразующим олигоклазом приведенный список наглядно иллюстрирует повышенную роль кальция в данных пегматитах по сравнению с их аналогами, залегающими в сланцах и других породах, бедных кальцием.

Пегматитовые поля Афганистана

Афганистан обладает крупнейшими в мире пегматитовыми месторождениями лития, пространственно и генетически связанными с гранитами комплекса Лагман мел-палеогенового возраста. Они подразделены на три типа: собственно сподуменовые, петалит-сподуменовые пегматиты и своеобразные афанитовые сподуменовые дайки [Россовский и др., 1976а]. Последние обнаружены только в Шамакатском пегматитовом поле. Петалит-сподуменовые пегматиты относятся к петалитовой подформации и охарактеризованы выше. Собственно сподуменовые пегматиты в Афганистане резко преобладают.

Известны как изолированные жильные серии сподуменовых пегматитов, так и поля, в которых они пространственно и генетически связаны с другими типами пегматитов. Так, в пределах наиболее крупного Парунского поля в крутопадающих жильных зонах наблюдалась последовательная смена снизу вверх плагиоклаз-микроклиновых пегматитов микроклиновыми, микроклин-альбитовыми со сподуменом и, наконец, сподуменовыми пегматитами [Россовский и др., 1976а]. Смена типов пегматитов происходит иногда и по простиранию жильных серий, а также в пределах одного тела по вертикали. Вместе с тем имеют место и пересечения сподуменовыми пегматитами других типов жил.

Общая длина жильных серий сподуменовых пегматитов достигает 5—7 км при суммарной мощности жильных тел до 200—700 м. Отдельные жилы имеют длину 1—2,5 км и мощность до 20—40 м [Россовский и др., 1977].

Жильные тела сподуменовых пегматитов имеют однородное, участковое, реже полосчатое, иногда слабо зональное внутреннее строение. Контакты пегматитовых тел с вмещающими породами всегда четкие. На них часто развита маломощная альбитовая с мусковитом либо кварц-мусковитовая оторочка.

Главными минеральными комплексами являются: 1) сподумен-микроклин-альбитовый, 2) сподумен-альбитовый, 3) сподумен-микроклин-кварцевый (блоковый), 4) мелкопластинчатого сахаровидного альбита [Россовский и др., 1977]. На первые два комплекса приходится 80—90 % объема пегматитовых тел.

В неравнозернистом сподумен-микроклин-альбитовом комплексе количество сподумена 15—35 %. Отдельные его призматические кристаллы достигают 3 м в длину и так же, как крупные выделения калишпата, ориентированы обычно субперпендикулярно контактам тел, создавая столь характерную для сподуменовых пегматитов директивную структуру (рис. 4.5). В участках мощных раздувов тел ориентировка кристаллов иногда нарушается. Кристаллы сподумена и

калишпата погружены в мелко-среднезернистый кварц-микроклин-альбитовый агрегат. Альбит — мелкопластинчатый до клевеландита.

Среднезернистый сподумен-альбитовый комплекс также обладает директивной структурой, отличаясь от предыдущего комплекса отсутствием Кпш и наличием мусковита в основной массе.

Для сподумен-микроклин-кварцевого комплекса блоковой и пегматитовой структур характерны широкие вариации состава (%): кварц — 20—60, микроклин — 15—50, сподумен — 10—30, альбит — 0—20.

Комплекс мелкопластинчатого либо сахаровидного альбита содержит нередко реликты сподумена и микроклина (до 10—30 %) и постепенно переходит в клевеландитовый.

Массивное и полосчатое внутреннее строение, обусловленное чередованием различных вышеописанных комплексов, характерно для крутопадающих плитообразных пегматитовых тел. При этом по вертикали наблюдается закономерное изменение роли различных комплексов. Например, в главном теле месторождения Джаманак в нижней его части преобладает сподумен-микроклин-альбитовый комплекс, а в верхней — сподумен-альбитовый. При этом снизу вверх увеличивается количество сподумена, возрастает совершенство директивной структуры, меняется габитус сподумена с длиннопризматического на игольчатый, снижается количество калишпата, увеличивается доля агрегата сахаровидного альбита, возрастает среднее содержание лития (до 2 % Li_2O) [Россовский и др., 1976а].

В полях плитообразных пологозалегающих жил сподуменных пегматитов, наряду с массивными и участковыми текстурами, наблюдается и асимметрично-зональное внутреннее строение тел, выражающееся в преимущественном развитии крупнокристаллических кварц-микроклиновых, иногда со сподуменом, зон со стороны висячего бока. Кроме того, в них встречаются участки существенно альбитового состава со своеобразной ритмично-полосчатой текстурой.

Афанитовые сподуменные дайки образуют совместно с петалит-сподуменными пегматитами единую сложную систему жильных тел, занимая в ней различно ориентированные трещины [Россовский и др., 1976б]. Афанитовые дайки — субвертикальные плитообразные тела с полосчатым внутренним строением. Длина их достигает 1,5 км, мощность — 10 м. Дайки сложены чередующимися полосами без четких границ, образованными белыми и сероватыми агрегатами мелкозернистого и афанитового строения. Афанитовые агрегаты имеют сливной облик и напоминают рассланцованный кислый эффузив. Состоят они из игольчатого сподумена (40—90 %), кварца, альбита, в меньшей степени из калишпата и амблигонита. Длина иголок сподумена в среднем 0,03—0,05 мм. Обычно они ориентированы параллельно контактам даек. В этой основной массе присутствуют вкрапленники калишпата, амблигонита, альбита с мирмекитами кварца. Размер вкрапленников редко превышает $1 \times 2,5$ см. Вкрапленники огибаются основной массой афанитовых агрегатов и слегка корродируются ею. Структура основной массы трахитовая, спутанно-шестоватая, метелковидная, реже сферолитовая.

Мелкозернистые агрегаты призматическизернистой, аплитовой структуры состоят из альбита, сподумена, кварца с примесью амблигонита, мусковита. Размер зерен основной массы 0,5—3 мм. Вкрапленники аналогичны таковым в афанитовых агрегатах.

Афанитовые дайки имеют следующий набор аксессуарных минералов: апатит, берилл, колумбит-танталит, марганотанталит, микролит, касситерит, циркон.

В местах сочленения между афанитовыми сподуменовыми дайками и пологозалегающими телами петалит-сподуменовых пегматитов наблюдаются постепенные взаимопереходы на расстоянии нескольких метров. Петалит-сподуменовые пегматиты формировались в условиях спокойной кристаллизации в трещинах растяжения, а афанитовые сподуменовые дайки — в условиях сильнейшего стресса [Россовский и др., 1976б].

Специфические мелкозернистые тонкополосчатые альбит-сподуменовые пегматиты, сформировавшиеся в условиях сильных боковых давлений, известны также в одном из поясов Средней Азии, где они связаны с массивами гнейсовидных гранитоидов джизевско-хаджисского комплекса [Россовский, Бовин, 1971].

Пегматиты Австрии

Открытое в последнее десятилетие литиевое месторождение Вейнебене в 270 км юго-западнее Вены (Каринтия) является интересным примером разного внутреннего строения сподуменовых пегматитов в зависимости от вмещающих их пород [Göb, 1989].

Месторождение приурочено к средневисокометаморфизованному кристаллическому комплексу Коралпе и представлено серией параллельных плитообразных тел, залегающих в эклогитовых амфиболитах и кианитсодержащих сланцах. Длина тел достигает 1,5 км, максимальная мощность — 5 м. По падению жилы прослежены на 400 м. Наиболее вероятный возраст пегматитов варисский. Предполагается, что в альпийское время в процессе метаморфизма пегматиты подверглись рекристаллизации, интенсивность которой определялась компетентностью вмещающих пород.

Пегматиты, залегающие в амфиболитах, имеют незональное или слабозональное внутреннее строение. Для них характерны маломощная (до 10 см) эндоконтактная аплитовидная оторочка без сподумена. Основу внутренней сподуменсодержащей зоны составляет однородный тонкозернистый калишпат-кварц-альбитовый агрегат с примесью светлой слюды. В этой матрице равномерно распределены столбчатые кристаллы сподумена размером 2—3, редко до 15 см в длину, ориентированные субпараллельно контактам тел. Содержание сподумена — от 20 до 30 %. Кристаллы сподумена иногда содержат мелкие включения калишпата, альбита, кварца, мусковита. Количество последнего в породе не превышает 3 %. Участками вкрапленники сподумена и основная тонкозернистая масса породы пронизаны бесформенными обособлениями аплитовидного агрегата, сходного с приконтактным аплитом, но имеющим явно более позднее происхождение.

Пегматиты, залегающие в сланцах, интенсивно рекристаллизованы и превращены в “аплитовые гнейсы”. В них невозможно выделить даже аплитовидную оторочку. Это однородные во всем объеме тонкозернистые породы, в которых невооруженным глазом трудно различить обломки катаклазированного сподумена. Содержание сподумена в этих пегматитах ниже, чем в жилах, залегающих в амфиболитах, и составляет в среднем около 15 %.

Набор аксессуарных минералов в тех и других пегматитах одинаков: апатит, берилл, графит, касситерит, редко колумбит, циркон, в приконтактных частях — турмалин.

Пегматиты Северной Каролины

Наиболее известное месторождение литиевых пегматитов США в олово-сподуменовом поясе Каролин — Кингс-Маунтин. В его пределах известно большое

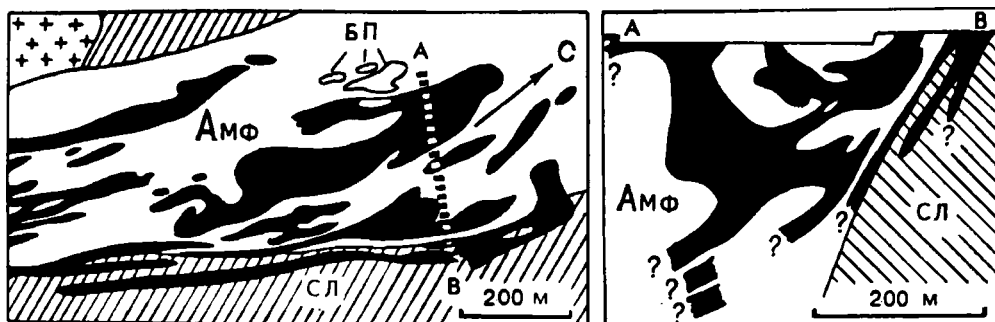


Рис. 4.13. Схематическая карта и вертикальный разрез (АВ) литиевого пегматитового месторождения Кингс-Маунтин, Северная Каролина [Černý, 1989].

Амф — амфиболит; Сл — сланцы слюдяные; БП — безрудные пегматиты; черное — сподуменовые пегматиты; крестики — монцограниты Черривилл.

количество крутопадающих субпараллельных жил длиной до 1000 м при средней мощности в несколько метров. Мощность отдельных тел в раздувах достигает 90 м. Пегматиты залегают в амфиболитах, слюдястых сланцах. Обычно они ориентированы параллельно сланцеватости вмещающих пород, но имеется много тел очень сложной формы (рис. 4.13).

Внутреннее строение тел характеризуется слабо проявленной зональностью [Černý, 1989]. Тонкая кварц-альбитовая оторочка зональных тел обычно содержит небольшие количества фосфатов железа и марганца. Промежуточная зона также, как правило, маломощная. Она часто имеет полосчатое строение и состоит из “слоев” натриевого аплита и прослоев и линз калишпатового пегматита. Центральная зона составляет более 90 % объема тел. Она представлена тонкомелкозернистой кварц-альбитовой с подчиненным мусковитом матрицей, в которую погружены столбчатые кристаллы калишпата и зеленого сподумена, достигающие в длину 1 м. Калишпат и сподумен корродируются матрицей. Первичные минеральные ассоциации подвергаются иногда интенсивной деформации. Примечательно, что кристаллы сподумена и калишпата ориентированы субпараллельно сланцеватости вмещающих пород и осевым плоскостям главных складок. Средний состав пегматитовых жил следующий (%): кварц — 32, Кпш — 15, альбит — 26, сподумен — 20, мусковит — 6, прочие — 1 [Kunasz, 1982]. Акцессорные минералы: берилл, касситерит, амблигонит, лепидолит, тантало-ниобаты, вольфрамит и др.

4.2.4. ПЕГМАТИТЫ ТАНТАЛ-БЕРИЛЛИЕВОГО ЭВОЛЮЦИОННОГО РЯДА

Среди многочисленных примеров пегматитов этого ряда мы выбрали для описания хорошо изученные с участием авторов месторождения Восточного Забайкалья, а также жильную серию Грир-Лейн в Канаде.

Дурулгуевское поле

Дурулгуевское поле расположено в узкой экзоконтактовой зоне одноименного массива мезозойских гранитов в южном обрамлении Агинской плиты. Между лейкократовыми двуслюдяными гранитами массива и пегматитами наблюдаются постепенные фациальные переходы через серию промежуточных по составу и структурам гранит-пегматитов. Гранит-пегматиты, так же как и собственно пегматиты, слагают плитообразные тела северо-восточного простирания, субпараллельные границе гранитного массива, и являются, по сути

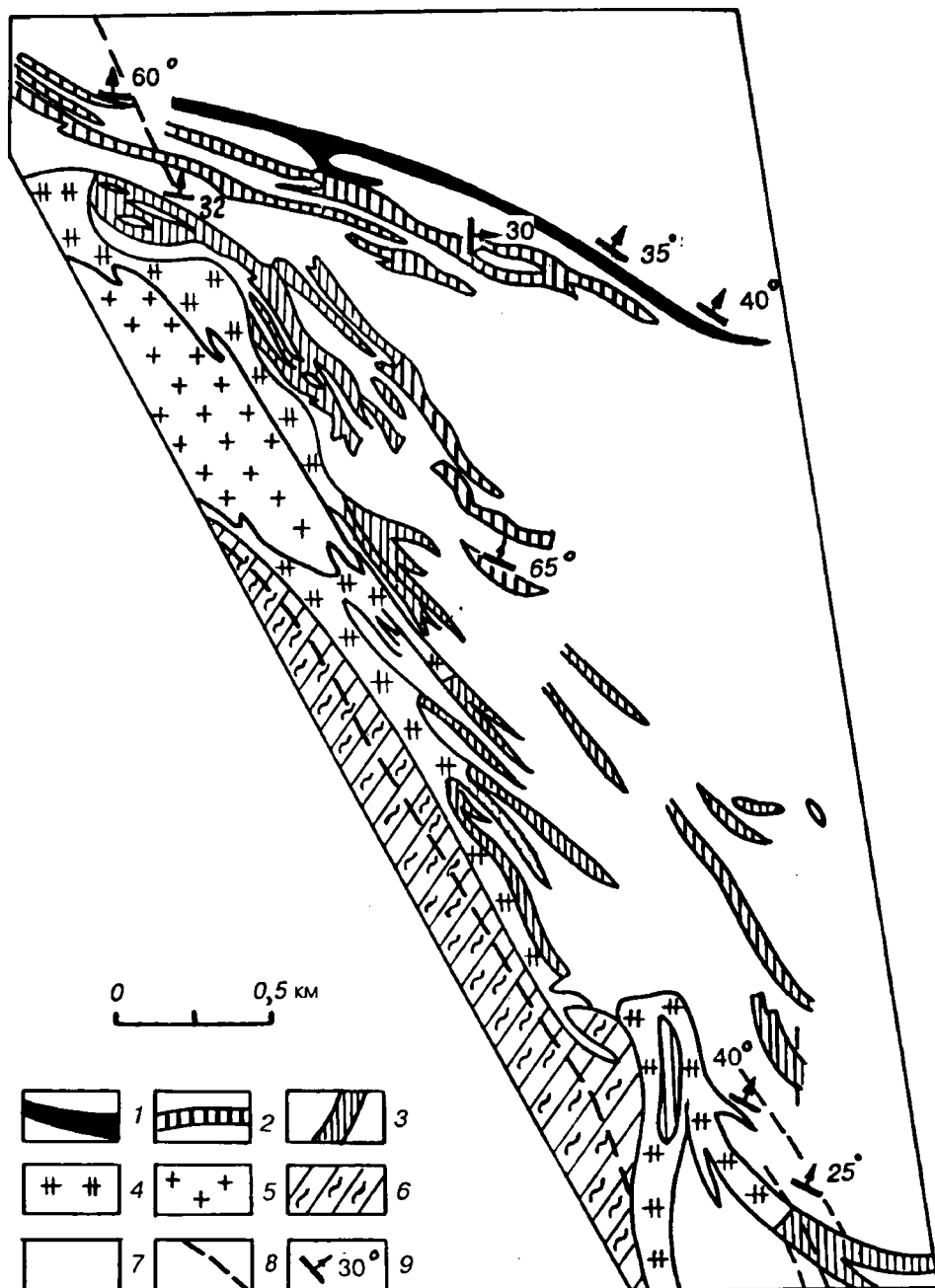


Рис. 4.14. Схема строения восточной части Дурулгуевского пегматитового поля по А.М. Гребенникову [Косалс, Темников, 1983].

1—3 пегматиты: 1 — альбитовые, 2 — калишпат-альбитовые, 3 — калишпатовые; 4, 5 — граниты: 4 — двуслюдяные, 5 — биотитовые мелкозернистые; 6 — гнейсовидные слюдястые песчаники; 7 — песчано-сланцевая толща; 8 — разрывные нарушения, фиксируемые зонами дробления и перетиранья; 9 — элементы залегания пегматитов.

дела, апофизами последнего. Вмещающие породы для жильных тел — палеозойские метаморфизованные песчаники и глинистые сланцы (рис. 4.14).

Переход двуслюдяных гранитов в гранит-пегматиты осуществляется путем появления и постепенного увеличения в их составе участков крупнозернистого кварц-двуполевошпатового пегматита, блоков калишпата размером до 30 см в поперечнике, участков калишпатового графического пегматита и кварц-мусковитового комплекса, мономинеральных обособлений кварца. Кроме того, для гранит-пегматитов характерны также участки аплитовидного

гранита с мусковитом и гранатом. В крупнозернистом пегматите и кварц-мусковитовом комплексе нередко встречаются кристаллы берилла до 4 см в длину. С исчезновением гранитной матрицы гранит-пегматиты переходят в собственно пегматиты.

Среди пегматитов по минеральному составу можно выделить калишпат-альбитовый и альбитовый типы. К последнему можно отнести практически лишь два наиболее удаленных на северо-восток от гранитов жильных тела протяженностью до 1,8 км и мощностью до 7—8 м.

Между гранит-пегматитами и альбитовыми пегматитами располагаются жилы с примерно равным соотношением полевых шпатов. Как правило, они имеют наиболее сложное внутреннее строение. Основу их часто составляют альбит-кварц-калишпатовый неравнозернистый пегматит с пегматоидными и блоковыми зонами в осевых частях раздувов. В участках тел с наиболее четко проявленной зональностью выделяется максимальное количество зон, границы между которыми обычно нерезкие: 1) аплитовидная, 2) графическая, 3) неравнозернистая, 4) пегматоидная, 5) блоковая. Максимальное количество калишпата характерно для центральных блоковых зон. Во всех зонах присутствует альбит или альбит-олигоклаз. Второстепенным минералом является мусковит (до 5—6 %), часто в виде участков, гнезд кварц-мусковитового состава. Наиболее характерный редкометалльный минерал — берилл, особенно в пегматоидных и блоковых зонах, частично замещенных таблитчатым альбитом, где он образует многочисленные гнезда крупных зеленовато-серых кристаллов длиной до 50—60 см.

В альбитовых пегматитах ведущую роль играет кварц-альбитовый комплекс с непостоянным, иногда довольно значительным количеством мусковита; структура его меняется от мелко- до крупнозернистой, но первая преобладает. В этом комплексе присутствуют разрозненные выделения калишпата размером до 30 см, количество которого обычно возрастает в центральных частях тел, где иногда присутствуют также линзовидные обособления кварца. Нередко проявлена тонкополосчатая текстура, обусловленная чередованием полос с различными соотношениями кварца, мусковита и альбита. Гораздо реже встречаются участки сахаровидного альбитита.

Главный полезный компонент пегматитов — берилл, количество которого возрастает от гранит-пегматитов к альбитовым жилам. В крупноблоковых и пегматоидных участках (зонах) берилл имеет гнездовое расположение, в остальных минеральных комплексах — равномерное. Наибольшее значение имеет мелкокрапленный берилл в мелкосреднезернистом кварц-альбитовом с мусковитом комплексе. Типичные акцессорные минералы: гранат, турмалин (шерл, верделит), апатит, колумбит-танталит, встречается даналит.

Кулиндинское поле

Пегматиты поля, расположенного в восточном обрамлении Агинской плиты, детально описаны М.В. Кузьменко [1963]. Как и предыдущее поле, оно пространственно и генетически связано с юрскими двуслюдяными и мусковитовыми гранитами кукульбейского комплекса. Здесь преобладают слабо дифференцированные жильные тела неравнозернистых кварц-калишпат-альбитовых (иногда олигоклазовых) с мусковитом пегматитов, в раздувах которых появляются участки графического калишпатового пегматита, реже блокового Кпш. В одном из тел на участке Подгранитный центральная зона представлена сподумен-кварц-олигоклазовым комплексом, переходящим к центру зоны в кварц-сподуменовый. Появление сподумена не противоречит

правомочности отнесения пегматитов поля к тантал-бериллиевому геохимическому ряду и свидетельствует о принадлежности их к сподуменовый подформации.

Жильная серия Грир-Лейк (поле Кэт-Лейк — Виннипег-Ривер)

Жильная серия бериллоносных пегматитов Грир-Лейк залегает среди расгнейсованных тоналитов и гранитоидов. Обычный размер жил — 100 × 10 м. Типичные тела имеют зональное строение. Тонкая краевая оторочка сложена среднезернистой олигоклаз-калишпат-кварцевой породой. Промежуточная зона представлена крупнозернистым кварц-альбитовым с биотитом и мусковитом агрегатом, в который “погружены” гораздо более крупные кристаллы калишпата в виде графических сростаний с кварцем. В центре располагается зона блоковых калишпата и кварца, в которой кварц участками образует линзовидные ядра, окруженные калишпатом. На границе блоковой зоны, а также внутри блокового калишпата развиты слоисто- и линзообразные выделения тонкозернистого, альбита с кварцем, мусковитом и гранатом. В них присутствуют также клевеландит и листовой мусковит. Именно к таким альбитовым участкам приурочена подавляющая часть редкометалльной минерализации. Наряду с бериллом в пегматитах присутствуют кордиерит, танталит, иксиолит, касситерит, микролит, ниобий- и танталсодержащий рутил, ильменит. Некоторые тела представляют интерес как источник не только бериллия, но и тантала [Černý, 1989].

Выводы

Кроме полевых шпатов и кварца, слагающих основной объем любых гранитных пегматитов, в отдельных структурно-парагенетических типах редкометалльных пегматитов, но чаще в отдельных их зонах в качестве породообразующих минералов выступают сподумен, петалит, литиевые слюды, амблигонит-монтебразит, реже литиофилит-трифилин, поллуцит, турмалин, топаз. Собственно редкометалльные пегматиты характеризуются исключительным разнообразием структурно-текстурных особенностей. Последние определяются рядом факторов; главные из них — принадлежность пегматитов к тому или иному эволюционному ряду, форма, размеры пегматитовых тел и положение их в пространстве, а также тектоническая активность в период формирования пегматитов.

Как в петалитовой, так и в сподуменовый подформациях внутреннее строение жильных тел усложняется от тантал(или ниобий)-бериллиевых к комплексным пегматитам, т.е. по мере усложнения их минерального состава. Наиболее широко развиты асимметрично- и участково-зональные пегматиты. Асимметричная зональность более всего характерна для плитообразных пологозалегающих тел. Наиболее ярко она проявлена в комплексных пегматитах петалитовой подформации, причем количество зон и их последовательность весьма непостоянны и существенно различаются в разных частях пегматитовых тел. Для крутопадающих пегматитовых тел характерно участково-зональное, полосчатое, реже однородное внутреннее строение. Симметрично-зональное строение является частным случаем зональности и наблюдается лишь в телах относительно изометричной формы, а также в отдельных крупных раздувах жил. Повышенная тектоническая активность обуславливает наиболее сложное и незакономерное внутреннее строение пегматитовых тел.

МИНЕРАЛОГИЯ ПЕГМАТИТОВ

Редкометалльные пегматиты характеризуются исключительным разнообразием минералов, многие из которых встречаются только в пегматитах либо впервые были обнаружены в них. Главными породообразующими минералами являются кварц и полевые шпаты. В некоторых типах пегматитов к породообразующим относятся также мусковит, лепидолит, сподумен, петалит, амблигонит-монтебразит, иногда турмалин, топаз и поллуцит (в отдельных зонах). Широко развиты также второстепенные и акцессорные минералы: гранат, берилл, апатит, фосфаты железа и марганца, разнообразные танталониобаты и др. Подробный обзор минералогии пегматитов сделан в работе [Granitic..., 1982], поэтому опишем лишь породообразующие и наиболее важные второстепенные и акцессорные минералы.

5.1. ГЛАВНЫЕ И ВТОРОСТЕПЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Кроме главных (полевые шпаты, кварц и слюды), в этом разделе рассмотрены все минералы, которые в редкометалльных пегматитах могут иногда быть породообразующими: сподумен, петалит, фосфаты лития, топаз, поллуцит и турмалин.

5.1.1. КАЛИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Калиевый полевой шпат — один из наиболее распространенных и информативных минералов. Он присутствует в подавляющем большинстве минерально-парагенетических типов практически любого эволюционного ряда пегматитов. Большинство минеральных комплексов пегматитовых тел от эндоконтактовых оторочек до кварцевых ядер обычно содержит Кпш. В пегматитах встречаются Кпш с любой степенью структурной упорядоченности — от ортоклаза до максимального микроклина. Не обнаружен лишь санидин.

В пегматитах Завитинского поля преобладает ортоклаз ($\Delta\rho=0,18 - 0,22$; $\Delta z=0,59 - 0,68$) [Загорский, Кузнецова, 1990], а в пегматитах того же литиевого эволюционного ряда на месторождении Тастыг все калишпаты представлены высокоупорядоченным микроклином со средним значением $\Delta\rho=0,97$ [Коноваленко и др., 1980]. Столь существенные различия можно было бы связать с разным возрастом пегматитов — мезозойским для Завитой и нижнепалеозойским для Тастыга. В пользу этого свидетельствует также резкое преобладание ортоклазов в мезозойских тантал-бериллиевых пегматитах Дурулгуевского и Кулиндинского полей. Однако калишпаты мезозойского Намангутского поля сподуменовых пегматитов представлены промежуточными и максимальными микроклинами ($\Delta\rho=0,43 - 0,90$) [Россовский и др., 1981]. По мнению этих и многих других авторов, решающим фактором, определяющим степень триклинной упорядоченности Кпш, были скорость кристаллизации и режим последующего охлаждения, зависящие от температурного градиента.

В докембрийских пегматитах преобладают упорядоченные микроклины, но наряду с ними встречаются и неупорядоченные моноклинные калишпаты, причем последние характерны, в частности, для комплексных пегматитов, в которых Кпш содержит аномально высокое количество Rb и Cs. Как известно, последние оказывают тормозящее влияние на процессы упорядочивания

Содержание К, Na (%) и редких элементов (г/г) в калишпатах

Эволюцион- ный ряд	Поле (возраст)	Парагенетический тип	а	К	Na	Li	Rb	Сг	а	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
<i>Петалитовая подформация</i>										
Фосфор- тантал- литиевые	Александр- овское (PR)	Монтебразит- петалит- калишпат- альбитовый	а	1	10,20	1,42	56	7000	520	1
			б	1	10,55	1,22	190	11300	1200	1
			в	1	11,05	0,84	74	5900	200	1
Фтор-тантал- литиевый	Хух-Дель-Ула (PZ)	Топаз-лепидолит- альбитовый	8	10,30	1,79	58	3420	202	-	
Комплекс- ный (без поллуци- та)	Вишняковское (PR)	Альбит- калишпатовый	2	10,90	1,23	Сл.	10350	955	2	
			г	10	10,97	1,24	187	14200	1470	10
		Петалит- калишпат- альбитовый	д	22	10,85	1,10	214	2,0800	2970	12
			в	10	11,58	0,84	150	12300	580	10
			е	7	8,74	2,86	50	5600	107	5
Комплекс- ный с поллу- цитом	Колбинское (PZ)	Калишпатовый	3	10,63	1,62	Сл.	970	40	1	
		Альбит- калишпатовый	6	10,78	1,46	92	2128	353	-	
		Петалит-калишпат- альбитовый	5	11,06	1,20	1,09	4,520	1232	3	
	Бикита (PR)	То же	5	10,70	1,38	208	13000	240	5	
<i>Сподуменовая подформация</i>										
Тантал- берил- литиевый	Дурулгуевское (MZ)	Гранит-пегматит	13	10,75	2,10	6	1100	35	13	
		Калишпатовый блоковый	5	11,05	2,09	20	2110	73	3	
		Калишпат-альби- товый	4	11,26	1,79	48	2380	112	-	
		Мусковит-кали- шпат-альбито- вый	4	12,05	1,27	122	4020	288	4	
	Кулиндинское (MZ)	Калишпат-альбит- олигоклазовый	5	11,51	1,44	52	1410	38	5	
		Калишпат-альби- товый	9	11,62	1,47	194	3640	187	9	
Литиевый	Колмозерское (PR)	Альбит-олигоклаз- калишпатовый	8-13	10,12	2,16	15	800	50	-	
		Мусковит-альбит- калишпатовый	5-7	11,29	1,45	84	2750	54	-	
		Сподумен-кали- шпат-альбитовый	23-25	10,95	1,73	145	6700	190	-	
	Гольцовое (PR)	То же	9	10,90	1,12	393	6500	560	4	
	Тастыг (PZ)	То же	162	Н.д.	Н.д.	190	6790	530	162	
Завитинское (MZ), западная часть поля	Гранит-пегматит	10	11,23	1,99	122	1304	73	6		
		Двуполевошпа- товый	47	11,19	1,94	196	1780	74	15	
		Альбитовый	77	11,67	1,94	330	3065	166	8	
	То же, восточная часть поля	Сподуменовый	27	11,70	1,89	486	3470	153	5	
		Гранит-пегматит	17	11,10	2,28	20	1025	33	7	
		Двуполевошпа- товый	24	11,43	1,99	32	1860	81	13	
		Альбитовый	23	11,45	1,67	37	3330	150	11	

Таблица 5.1

из редкометалльных пегматитов

Ва	Sr	n	Pb	Sn	n	Tl	K/Rb	Rb/Cs	Ba/Rb	Δp	Δz
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
<i>Петалитовая подформация</i>											
64	100	1	5,0	2,8	1	88	14,6	13,5	0,009	0,87	Н.д.
40	130	1	2,4	1,0	1	120	9,3	9,4	0,0035	0,87	Н.д.
890	100	1	Н.д.	Н.д.	1	35	18,7	29,5	0,15	0,96	Н.д.
Н.д.	Н.д.	7	39	18	5	15	30,1	16,9	Н.д.	Н.д.	Н.д.
50	97	2	9,3	4,6	2	145	10,5	10,9	0,0048	0,92	0,94-1,0
63	104	6	13,9	5,8	6	16,5	7,7	9,7	0,0044	0,40-0,90	0,65-0,90
91	159	12	15,3	7,1	8	238	5,2	7,0	0,0044	0,0-0,30	0,56-0,73
1540	97	5	5,7	6,5	5	65	9,4	21,3	0,12	0,82-0,90	0,91-0,98
167	60	3	2,9	Н.д.	3	29	13,8	52,3	0,03	0,89-0,90	0,97-1,00
35	14	-	Н.д.	Н.д.	-	Н.д.	109,6	24,3	0,036	Н.д.	Н.д.
Н.д.	Н.д.	-	Н.д.	Н.д.	-	Н.д.	50,7	7,5	-	Н.д.	Н.д.
35	16	-	Н.д.	Н.д.	-	Н.д.	24,5	3,7	0,008	Н.д.	Н.д.
37	136	-	Н.д.	Н.д.	-	Н.д.	8,2	54,2	0,03	Н.д.	Н.д.
<i>Сподуменовая подформация</i>											
59	40	13	46	11	13	3,0	97,7	31,4	0,05	0,0-0,25, редко 0,3-0,86	0,5-0,64, редко 0,7-0,9
42	25	3	30	15	3	5,2	52,6	28,8	0,02		
Н.д.	Н.д.	-	Н.д.	Н.д.	-	Н.д.	47,3	21,2	Н.д.		
68	48	4	24	23	-	17	30	14,0	0,017		
121	51	5	97	12	5	5,8	81,6	37,1	0,09	0,0-0,10	0,5-0,66
59	44	9	87.	15	9	22	31,9	19,5	0,016	0,0-0,26	0,68
Н.д.	Н.д.	-	Н.д.	Н.д.	-	Н.д.	126,5	16,0	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Н.д.	Н.д.	-	Н.д.	Н.д.	-	Н.д.	41,1	50,9	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Н.д.	Н.д.	-	Н.д.	Н.д.	2	43	16,3	35,3	Н.д.	Н.д.	Н.д.
54	71	4	61	Н.д.	4	65	16,8	11,6	0,008	0,87-0,9	0,89-0,96
330	120	-	Н.д.	Н.д.	1	51	Н.д.	12,8	0,05	0,97	Н.д.
83	31	2	60	14	-	Н.д.	86,1	17,9	0,06	0,0-0,22	0,51-0,71
84	48	22	52	11	9	6,9	62,8	24,1	0,05		
80	49	31	66	9,0	17	13	38,1	18,5	0,03		
66	54	25	70	11	15	21	33,7	22,7	0,02		
161	63	11	83	14	11	2,0	108,3	31,3	0,16		
263	68	12	78	13	6	5,4	61,5	23,0	0,14		
57	26	9	54	12	-	Н.д.	34,4	22,2	0,02		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Литиевый	Намангутское (PZ), западная часть поля	Олигоклаз-калишпатовый	16	Н.д.	Н.д.	79	1205	106	16
		Сподумен-калишпат-альбитовый	10	Н.д.	Н.д.	296	4100	260	10
	То же, восточная часть поля	То же	8	Н.д.	Н.д.	188	4000	168	8
Танталолово-литиевый	Бельское (PR)	То же	3	10,85	1,36	216	4400	306	2
		То же	1	13,10	0,87	16	2000	39	1
Фосфор-тантал-литиевый	Уайт-Пикачо (PR)	Альбит-калишпатовый	2	10,9	1,87	2,0	2000	60	2
		Монтебразит-сподумен-калишпат-альбитовый	9	11,17	1,24	4,0	6800	404	9
Комплексный с поллучитом	Гольцовое (PR)	Сподумен-калишпат-альбитовый	13	10,45	1,07	317	15700	2190	6
		То же	1	7,00	3,70	81	4900	450	1
	Вороньегундровское (PR)	То же	10	9,71	1,36	183	26460	1930	10
	Калбинское (PZ)	То же	6	10,23	1,13	238	4667	2287	2
Комплексный без поллучита	Хардинг (PR)	Лепидолит-сподумен-калишпат-альбитовый	5	11,56	1,55	7,1	6910	1090	5
		Каргинское (MZ)	Гранит-пегматит	3	10,57	1,61	12	1000	27
	Калишпат-альбитовый		10	11,06	1,76	31	2370	71	10
	Лепидолит-сподумен-альбитовый		7	12,26	1,48	62	8000	680	7

Примечание. а — участок на выкливвании тела; б — участок раздува тела с кварцевым ядром; в — Кпш подверглась начальной стадии изменения (см. текст); г — внешняя часть блоковой петалит-альбит-калишпатовой зоны; д — крупноблоковый Кпш из внутренних частей тел; е — интенсивно альбитизированный калишпат (см. текст). Источники: Вишняковское, Гольцовое, Бельское, Александровское, Калбинское -- [Макагон, Шмакин, 1988; материалы В.М. Макагона]; Дурулгуевское.

структуры полевых шпатов. Реализация этого влияния зависит от физико-химических условий образования Кпш и интенсивности воздействия упорядочивающих факторов [Гордиенко, Каменцев, 1967; Афонина и др., 1978].

В настоящее время накоплен обширный материал об особенностях состава калишпатов из редкометалльных пегматитов [Боровик-Романова, Соседко, 1957; Учакин и др., 1962; Гордиенко, 1970а,б; Шмакин и др., 1975; Макрыгин, Макагон, 1976; Акелин, 1978; Коноваленко и др., 1980; Россовский и др., 1981; Загорский, 1983а,б; Макагон, Шмакин, 1988; Загорский, Кузнецова, 1990; Černý, Masek, 1972; Shmakin, 1979; и др.]. Однако степень изученности пегматитов разных эволюционных рядов различна. Литиевый и комплексный эволюционные ряды сподуменовой подформации наиболее изучены, тогда как пегматиты петалитовой подформации — гораздо слабее, а для некоторых рядов пегматитов данные по калишпатам вообще отсутствуют.

В табл. 5.1 приведены сведения о геохимических особенностях и структурном состоянии Кпш из большинства охарактеризованных в гл. 4 полей и месторождений. В изложенной ниже характеристике Кпш использованы также не вошедшие в таблицу литературные и неопубликованные материалы ав-

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
25	19	—	Н.д.	Н.д.	—	Н.д.	Н.д.	11,4	0,02	0,82	Н.д.
14	23	—	Н.д.	Н.д.	—	Н.д.	Н.д.	15,7	0,003	0,43–0,68	Н.д.
5	9	—	Н.д.	Н.д.	—	Н.д.	Н.д.	23,8	0,001		
38	68	2	51	Н.д.	2	61	24,7	14,3	0,009	0,75–0,88	Н.д.
270	54	1	6,0	Н.д.	—	16	655	5,1	1,35	Н.д.	Н.д.
125	5,8	2	35	Н.д.	2	43	54,5	33,3	0,06	0,89–0,99	0,78–0,96
154	71	9	19	Н.д.	9	133	16,4	16,8	0,02	0,89–0,99	0,78–0,96
37	160	6	46	Н.д.	6	132	6,7	7,2	0,002	0,75–0,91	0,86–0,95
450	120	—	Н.д.	Н.д.	1	89	14,3	10,9	0,09	—	—
62	299	8	2,8	Н.д.	8	1155	3,7	13,7	0,002	0,0–0,2	Н.д.
32	38	—	Н.д.	Н.д.	—	Н.д.	21,9	2,0	0,007	Н.д.	Н.д.
71	84	5	196	Н.д.	5	472	16,7	6,3	0,01	0,95–0,99	0,9–0,96
840	67	3	85	2,7	3	1,2	106	37,0	0,84	0,0–0,23	0,68–0,73
67	34	10	31	8,9	10	4,8	46,7	33,4	0,03	0,0–0,97	0,58–0,97
35	37	7	50	1,0	7	69	15,3	11,8	0,004	0,10–0,88	0,61–0,84

Кулицинское — [Загорский, 1983]; Колмозерское — [Гордиенко, 1970а, б; данные по П1 — материалы Л.Г. Кузнецовой]; Тастыг — [Коноваленко и др., 1980; данные по П1 — материалы Л.Г. Кузнецовой]; Завитинское, Канглинское — [Загорский, 1983а; материалы В.Е. Загорского]; Вороньегуадронское — [Петрова и др., 1974; Шмакина и др., 1975]; Хардинг и Уайт-Пикачо — материалы Б.М. Шмакина и В.Е. Загорского; Хух-Дель-Ула — материалы Н.В. Владыкина; Бикита — материалы Б.М. Шмакина.

торов. Средние содержания натрия в неизмененных Кпш из разных типов пегматитов колеблются от 1,15 до 2,16 %. Максимальные его количества характерны для начальных членов тантал-бериллиевого и литиевого эволюционных рядов пегматитов сподуменовый подформации. При этом от начальных к конечным членам этих рядов наблюдается закономерное снижение количества натрия, а следовательно, и примеси альбитового компонента в Кпш (Дурулгуевское, Колмозерское, Завитинское поля). Содержание натрия <1,0 % связано с процессами перекристаллизации и очищения Кпш от пертитовых вростков альбита, а >2,3 % — с альбитизацией и невозможностью полного отделения наложенного альбита при пробоподготовке.

Из элементов-примесей в Кпш наиболее информативными являются Li, Rb, Cs и П1. Вариации их содержаний в Кпш разных типов пегматитов достигают двух порядков (см. табл. 5.1). В зональных пегматитовых телах наблюдается закономерный рост количества названных элементов от ранних к поздним генерациям Кпш. Так, в концентрически зональной пегматитовой жиле 3 месторождения Коктогай в Кпш из кварцевого ядра больше Li, Rb и Рb в 3 раза, а П1 и Cs соответственно в 7 и 13 раз по сравнению с Кпш из графической

зоны. При этом Ва и Sr остаются примерно на одном уровне (табл. 5.2). Установлено также, что в пределах крупных конусовидных кристаллов Кпш в направлении от ранних к поздним зонам роста увеличивается содержание Rb, Cs, иногда Li и Pb, а Na, Ba и Sr уменьшается [Гордиенко, 1996].

В пегматитах Восточного Саяна, особенно на Вишняковском месторождении, широко проявлен процесс кварц-альбитового замещения Кпш. На его начальной стадии происходит упорядочение структуры минерала и его перекристаллизация. При этом в Кпш снижается содержание Rb, в еще большей степени — Li, Cs, возрастают Ba и отношения Rb/Cs, K/Rb, Ba/Rb. В дальнейшем при интенсивном развитии процесса калишпат белого цвета преобразуется в кремовые кварц-альбитовые или альбитовые псевдоморфозы (“фарфоровидный” альбит), происходит значительный вынос Rb, Cs, Ba, и в новообразованном агрегате снижаются содержания Sr, Pb, Tl, возрастают отношения K/Rb, Rb/Cs, а Ba/Rb уменьшаются. Сходные процессы изменения калишпата описаны также для месторождения Берник-Лейк (Танцо) [Černý, Masek, 1972].

В пегматитовых телах, в которых зональность проявлена нечетко или отсутствует, значимые различия в содержаниях элементов-примесей в Кпш из разных минеральных комплексов (зон) часто не устанавливаются. Особенно это характерно для полей, представленных пегматитами тантал-бериллиевого и литиевого рядов. Однако в раздувах тел Кпш обычно несколько обогащены Li, Rb, Cs и Tl по сравнению с пережимами и участками выклинивания жил. В пегматитах Завитинского поля установлена тенденция обогащения литием Кпш от лежащего к висячему боку жильных серий [Загорский, Кузнецова, 1990], а в пологозалегающих жильных сериях комплексных пегматитов Вишняковского месторождения снизу вверх в Кпш возрастают содержания Li, Rb, Cs и снижается отношение Rb/Cs [Макагон, Шмакин, 1988]. Закономерный рост количества Rb, Cs, реже Li в Кпш по восстанию жильных серий установлен для редкометалльных пегматитов Восточного Казахстана и Кольского полуострова [Гордиенко, 1996].

Для всех без исключения эволюционных рядов характерны рост содержания Li, Rb, Cs и Tl и снижение отношений K/Rb, Rb/Cs, Ba/Rb в Кпш от безрудных (менее “зрелых”) к рудоносным (более “зрелым”) минерально-парагенетическим типам пегматитов (см. табл. 5.1). Уникальный пример вертикальной геохимической зональности по полевым шпатам описан на примере крутопадающей жильной свиты пегматитов на месторождении Друмгал в Афганистане, где снизу вверх наблюдается закономерная смена безрудных олигоклаз-калишпатовых пегматитов альбитизированными калишпатовыми, а затем сподумен-калишпат-альбитовыми пегматитами [Россовский, Шмакин, 1978]. Уровни содержания названных элементов в Кпш начальных и конеч-

Таблица 5.2

Элементы-примеси в калишпатах из жилы №3 Коктогайского месторождения

Зона пегматита	n	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Rb	Tl
		%		г/г						
Графическая	2	10,6	1,36	65	2050	185	26	<10	31	22
Блокового калишпата	3	10,6	1,46	102	2970	200	25	<10	42	40
Сподумен-кварцевая	2	11,5	1,10	150	5850	1850	25	12	67	95
Мусковит-альбитовая	2	11,3	0,98	140	6350	2250	48	19	80	131
Кварцевое ядро	2	10,9	1,15	185	6400	2450	27	13	91	142

Примечание. Усреднены данные из работы Б.М. Шмакина [1992].

ных членов эволюционных рядов различаются в 30 раз и более. Важно подчеркнуть, что для разных эволюционных рядов размах содержаний элементов-примесей и, что еще более важно, уровень их количества в Кпш завершающих (наиболее рудоносных) членов эволюционных рядов существенно различаются [Акелин, 1978; Загорский, 1983а,б; и др.].

Наиболее высокий уровень содержаний Li в Кпш характерен для сподуменовых пегматитов литиевого ряда. При относительно небольшом количестве Rb, Cs и Tl содержание Li в Кпш здесь достигает иногда 700 г/т. Исследование на ионном микрозонде одного такого образца Кпш из пегматитов Завитинского рудного поля показало, что Li входит в Кпш в изоморфной форме.

При прочих равных условиях Кпш из комплексного ряда обычно содержит меньше Li по сравнению с калишпатами из сподуменовых пегматитов литиевого ряда. Например, средние содержания Li в Кпш из пегматитов литиевого и комплексного рядов в пределах Гольцового поля в Восточном Саяне равны соответственно 393 и 318 г/т. Но наиболее низкие значения Li в Кпш характерны для бесполлуцитовых комплексных пегматитов и пегматитов фосфор-тантал-литиевого ряда. Так, в Кпш из пегматитов Хардинг и Уайт-Пикачо менее 10 г/т Li, т.е. на порядок меньше, чем в Кпш из нелитиеносных пегматитов тантал-бериллиевого ряда. Бедны литием также и Кпш из топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов фтор-тантал-литиевого ряда (Хух-Дель-Ула), но в них все же встречаются единичные образцы, в которых находится до 190 г/т лития. Таким образом, уровни содержаний Li в Кпш определяются не только валовым содержанием лития в системе, но и количеством фтора. В обогащенных фтором пегматитовых системах коэффициент распределения Li между Кпш и слодами резко смещается в пользу последних. Среди них широко распространены литиевые слоды, поэтому в пегматитах комплексного эволюционного ряда концентрационный фактор вхождения Li в Кпш начинает проявлять себя лишь при высоких содержаниях Li в самых конечных дифференциатах эволюционного ряда [Загорский, 1983б]. По-видимому, наряду с фтором аналогично на поведение лития может влиять и фосфор.

Характерной особенностью пегматитов комплексного ряда в петалитовой и в сподуменовой подформациях являются максимально высокие уровни значений Rb, Cs и Tl в Кпш, особенно в поллуцитоносных пегматитах. В последних калишпат содержит до 3,7 % Rb, 0,43 % Cs, 0,3 % Tl [Гордиенко, Каменцев, 1967; Шмакин и др., 1975; Макагон, Шмакин, 1988] при максимально низких значениях отношений K/Rb, Rb/Cs (см. табл. 5.1). Обогащенные цезием и литиевыми слодами бесполлуцитовые пегматиты комплексного ряда характеризуются более низкими уровнями содержаний Rb и особенно Cs в Кпш по сравнению с поллуцитоносными пегматитами, но более высокими, чем в пегматитах тантал-бериллиевого и большинства пегматитовых полей литиевого рядов. Небольшое количество Rb в Кпш, так же как в Кпш пегматитов тантал-бериллиевого ряда, свойственно пегматитам фтор-тантал-литиевого и фосфор-тантал-литиевого эволюционных рядов.

Отмеченные особенности редкоэлементного состава Кпш из пегматитов разных эволюционных рядов наглядно иллюстрируются рис. 5.1. На диаграмме в координатах Li-Rb пегматиты комплексного, фтор-тантал-литиевого и фосфор-тантал-литиевого рядов тяготеют к рубидиевой оси, тогда как пегматиты тантал-бериллиевого и особенно литиевого рядов — к литиевой оси. Комплексные пегматиты с поллуцитом при этом резко смещены вправо (в более высокорубидиевую область) по сравнению с остальными пегматитами. На диаграмме в координатах Rb-Rb/Cs комплексные пегматиты также занимают

область, наиболее близкую к оси Rb. На этой диаграмме только пегматиты литиевого ряда имеют зигзагообразные и наклоненные вправо векторы эволюции, обусловленные опережающим накоплением Rb относительно Cs от менее к более “зрелым” типам пегматитов.

Еще одна важная особенность Кпш — зависимость уровней содержания редких щелочей от возраста пегматитов (см. рис. 5.1). Особенно наглядно это проявляется для пегматитов литиевого ряда: чем моложе пегматиты, тем более вектор их эволюции тяготеет к литиевой оси, т.е. тем больше Кпш обогащены Li относительно Rb. В наибольшей степени это свойственно мезо-кайнозойским пегматитам Афганистана (табл. 5.3, рис. 5.1).

Не менее ярко влияние возраста прослеживается в пегматитах комплексного ряда: Кпш из докембрийских пегматитов по сравнению с фанерозойскими обогащены Rb и Cs, и кроме того, Sr (за счет радиогенного Sr). Доля последнего в Кпш из докембрийских пегматитов Вишняковского поля составляет 63—88 %, а в слюдах — достигает 99 % [Брандт и др., 1987]. В Кпш из мезозойских пегматитов Мензинского поля она составляет лишь 13—14 %, а в мусковитах из сподуменовых пегматитов Завитинского поля — 13—22 % (см. табл. 5.4). Именно по этой причине наиболее высокое содержание Sr характерно для максимально высокорубидиевых Кпш из докембрийских пегматитов Вороньей Тундры (см. табл. 5.1).

В некоторых пегматитовых полях наблюдается отчетливая тенденция снижения содержаний Ba и Sr, а также Pb от начальных к конечным членам эволюционных рядов. Наиболее показательным примером может служить Кангинское поле (см. табл. 5.1). Однако в большинстве полей содержания названных элементов в Кпш пегматитов низки, варьируют незначительно и закономерно. Не устанавливается устойчивых различий по содержаниям Ba, Sr, Pb между разными геохимическими эволюционными рядами пегматитов, хотя различия между пегматитовыми полями могут быть значительными. Так, в Кпш пегматитов Александровского поля менее 10 г/т Pb, тогда как в пегматитах Хардинга — от 115 до 540 г/т.

Поведение Sn в Кпш пегматитов неоднозначно. Его содержания колеблются от менее 1 до 25 г/т и более. Наиболее обогащенные оловом Кпш в пегматитах тантал-бериллиевого ряда в пределах олово-вольфрамового пояса Восточного Забайкалья. При этом в них отмечается рост количества Sn от начальных к конечным членам эволюционных рядов (Дурулгуевское поле). Вместе с тем минерально-парагенетическим типам пегматитов в Кангинском и

Таблица 5.3

Среднее содержание элементов-примесей в калишпатах из пегматитов крутопадающей жильной серии месторождения Друмгал (Афганистан) [Россовский, Шмакин, 1978]

Тип пегматита	Интервал абсолютных отметок, м	n	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Rb/Cs	Ba/Rb
			г/т							
Сподуменовый	4000—3800	4	1,73	420	1687	58	51	16	29,1	0,03
	3750—3450	5	1,70	283	2022	106	30	14	19,0	0,015
Альбитизированный калишпатовый	3400—3250	3	1,53	239	1667	99	42	17	16,8	0,03
	3240—3100	7	2,44	8,0	720	50	126	26	14,4	0,17
Олигоклаз-калишпатовый	3075—2750	6	1,42	39	340	10	5450	416	34,0	15,9

Примечание. Группировка по интервалам высот наша.

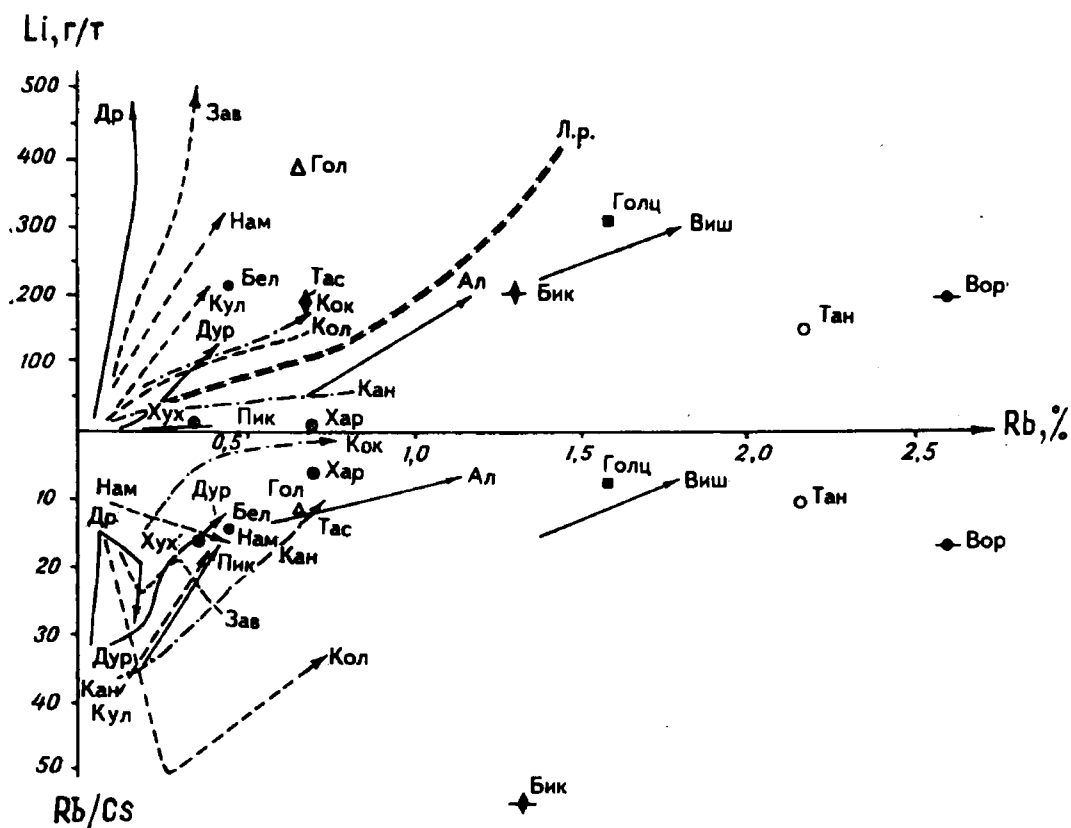


Рис. 5.1. Диаграммы Li—Rb и Rb—Rb/Cs для калишпатов из редкометалльных пегматитов (см. табл. 5).

Поля и месторождения: Ал — Александровское, Бел — Бельское, Виш — Вишняковское, Вор — Вороньтундровское, Гол — Гольцовое (литиевое), Голц — Гольцовое (комплексное), Др — Друмгал, Дур — Дурулгуевское, Зав — Завитинское, Кан — Кангинское, Кок — Коктогай, Кол — Колмозерское, Кул — Кулиндинское, Нам — Намангутское, Пик — Уйат-Пикачо, Тан — Танко, Тас — Тастыг, Хар — Хардинг, Хух — Хух-Дель-Ула, Бик — Бикита, Ур — Уриксское. Линии — векторы эволюции пегматитов: Л.р. — линия раздела пегматитов тантал-бериллиевого, литиевого, тантал-олово-литиевого (слева вверху) и пегматитов фосфор-тантал-литиевого, фтор-тантал-литиевого и комплексного (справа внизу) эволюционных рядов.

Александровском полях, наиболее богатым оловом, редкими элементами и летучими компонентами, свойственны Кпш с минимальными содержаниями Sn, концентрирующегося преимущественно в касситерите и танталониобатах.

Интересным элементом-примесью в полевых шпатах является фосфор. Количество P_2O_5 в Кпш редкометалльных пегматитов иногда достигает 1,2 %, причем примерно 60 % изученных образцов содержит более 0,3 % P_2O_5 . Среднее содержание фосфора в Кпш увеличивается от ранних к поздним генерациям. Наиболее обогащены им калишпаты из богатых фосфором пегматитов в первую очередь фосфор-тантал-литиевого ряда. Одним из благоприятных факторов вхождения фосфора в Кпш является повышенная глиноземистость пегматитовых расплавов [London et al., 1992].

Сравнение геохимических особенностей Кпш пегматитов, относящихся к разным подформациям редкометалльной формации, позволяет сделать лишь предварительные выводы в связи с ограниченностью материалов по пегматитам петалитовой подформации. Можно лишь констатировать более высокие уровни содержаний редких щелочей в Кпш из пегматитов фосфор-тантал-литиевого ряда и комплексных пегматитов без поллуцита петалитовой подформации по сравнению с их аналогами в сподуменовской подформации.

Все отмеченные выше закономерности и факторы, обуславливающие в совокупности геохимические особенности Кпш, проявляются на фоне региональных геохимических особенностей крупных пегматитоносных территорий. Например, пегматиты Талицко-Монголо-Алтайской металлогенической провинции в отличие от других регионов характеризуются более низким уровнем содержания Rb в минералах, в первую очередь в полевых шпатах и слюдах. Это относится ко всем пегматитам региона, включая комплексные редкометалльные пегматиты Коктогая и Калбы. Данное обстоятельство свидетельствует о целесообразности выделения геохимических провинций редкометалльных пегматитов, обособленных территориально и являющихся более широким внеформационным классификационным понятием [Гордиенко, 1974; Загорский, 1983б].

5.1.2. ПЛАГИОКЛАЗЫ

Плагиоклазы наряду с кварцем и Кпш являются важнейшей составляющей редкометалльных пегматитов. Они образуются на всех этапах формирования пегматитовых тел — от приконтактных оторочек до заполнения пустот. Выделяется до семи генераций и разновидностей плагиоклазов в пегматитах. Наиболее распространены зернистая, таблитчатая, пластинчатая и сахаровидная морфологические разновидности. В приконтактных оторочках в гранит-пегматитах и “пустых” пегматитах плагиоклаз обычно представлен альбит-олигоклазом. Подавляющая часть плагиоклазов — альбиты с содержанием анортитового компонента не более 7—8 %. В процессе дифференциации пегматитовых тел и от начальных к конечным членам эволюционных рядов пегматитов снижается основность плагиоклазов. Ее повышенные значения характерны для пегматитов, залегающих в толщах карбонатных пород, например Тастыгского месторождения в Туве.

Количество ортоклазового компонента в плагиоклазах обычно не превышает 8—10 %. По данным Л.Н. Россовского с соавторами [1981], сахаровидные и мелкопластинчатые альбиты обладают более упорядоченной структурой по сравнению с клевеландитом.

Состав элементов-примесей в плагиоклазах редкометалльных пегматитов изучен очень слабо из-за их малой информативности. Лишь для нескольких полей имеются материалы о содержаниях в плагиоклазах некоторых элементов, главным образом редких щелочей (табл. 5.4). Два из них относятся к тантал-бериллиевому ряду (Дурулгуевское, Кулиндинское поля), а два других — к литиевому ряду сподуменовый подформации.

От безрудных к рудоносным, наиболее “зрелым”, членам жильных серий в плагиоклазах закономерно снижается примесь калия. В этом же направлении в 2—18 раз возрастает примесь Li, достигая максимума в сподуменсодержащих пегматитах. В пегматитах, обогащенных слюдами, альбиты обеднены литием, в пегматитах тантал-бериллиевый ряд сопоставимы с таковыми в Кпш, особенно в безрудных пегматитах и гранит-пегматитах, а в пегматитах литиевого ряда плагиоклазы по сравнению с Кпш значительно обеднены литием.

Любопытны резкие различия в содержаниях Li, Rb, Cs, Ba, Sr в пластинчатом и сахаровидном альбите, с одной стороны, и в клевеландите — с другой. Они установлены в Намангутском поле [Россовский и др., 1981]. В сподумен-калишпат-альбитовых пегматитах клевеландиты обогащены в 2—8 раз всеми перечисленными элементами по сравнению с пластинчатым и сахаровидным альбитами, тогда как для циматолит-альбитовых пегматитов характерны обратные соотношения.

Соотношение начального и радиогенного стронция в минералах разновозрастных пегматитов

Поле, возраст	Минерал	Rb, %	Sr			Доля Sr _{рад} %
			мкг/г	Sr _{нач}	Sr _{рад}	
Вишняковское, PR	Калишпат	1,62	132,3	49,0	83,0	62,7
	»	3,29	230,0	27,2	202,8	88,2
	Мусковит	1,97	138,6	9,22	127,58	92,0
	Лепидолит	3,14	257,0	2,08	254,92	99,2
	Альбит	0,285	13,75	10,6	3,15	22,9
Мезинское, MZ	Калишпат	0,39	15,42	11,71	3,71	24,1
	»	0,47	32,07	26,31	5,76	17,9
	»	0,07	8,58	7,41	1,17	13,6
Завитинское, MZ	Мусковит	0,12	4,88	3,80	1,08	22,1
	»	0,19	12,27	10,56	1,71	13,9
	»	0,22	5,97	4,57	1,39	23,3

Примечание. Sr_{нач} — нерадиогенный начальный стронций; Sr_{рад} — радиогенный стронций. Источники: Вишняковское — [Брандт и др., 1987], Мезинское — [Плюснин и др., 1988], Завитинское — материалы В.Е. Загорского.

В альбитах Вишняковского месторождения количество редких щелочей варьирует в широких пределах (г/т): Li — 25—410, Rb — 30—360, Cs — 6—115. Максимальные их содержания характерны для клевеландитов из центральных частей жил. В мелкозернистом альбите из этих же зон отмечается гораздо меньше редких щелочей [Макагон, Шмакин, 1988].

В Намангутском поле олигоклазы безрудных пегматитов в 2—4 раза богаче барием по сравнению с альбитами литиеносных жил. Содержание Sr в плагиоклазах этого поля колеблется в среднем от 2 до 24 г/т независимо от типа пегматитов (табл. 5.5). Среднее содержание Be в плагиоклазах из пегматитов Колмозерского поля составляет 5 г/т [Гордиенко, 1970а].

Таблица 5.5

Содержание элементов-примесей в плагиоклазах из редкометалльных пегматитов

Поле, тип пегматита	n	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr
		%		г/т				
Дурулгуевское: гранит-пегматит- калишпат-альбитовый мусковит-калишпат-альби- товый	1	0,40	7,7	9,0	16	<1	Н.д.	Н.д.
	2	0,24	7,9	22	5,0	<1-8	»	»
	2	0,21	8,1	13	17	<1	»	»
Кулиндинское, калишпат-альбитовый	8	0,23	8,2	5,3	7,7	1,5	Н.д.	Н.д.
Намангутское: олигоклаз-калишпатовый сподумен-калишпат- альбитовый циматолит-альбито- вый	8-10*	Н.д.	Н.д.	26	54	8,0	13	21
	3**	»	»	15	22	3,0	3,0	3,0
	10-12***	»	»	121	59	10	6,0	24
	10-11**	»	»	23	47	5,0	4,0	20
	7***	»	»	7,0	6,0	2,0	2,0	3,0
Колмозерское: полевошпатовый мусковит-полевошпато- вый сподуменный	7	0,42	7,78	3,1	37	2,1	Н.д.	Н.д.
	5	0,38	7,93	11	30	1,5	»	»
	5	0,17	8,37	58	42	1,2	»	»

Примечание. Одной звездочкой отмечен среднерезультивный блоковый олигоклаз, двумя — клевеландит, тремя — пластичный и сахаровидный альбит. Названия типов пегматитов Колмозерского месторождения даны по В.В. Гордиенко [1970а]. Источники: Дурулгуевское, Кулиндинское — материалы В.Е. Загорского; Намангутское — [Россовский, Кововаленко, 1981а]; Колмозерское — [Гордиенко, 1970а].

5.1.3. КВАРЦ

Будучи одним из главных породообразующих минералов, кварц присутствует во всех типах пегматитов и в большинстве минерально-парагенетических комплексов (зон), слагающих пегматитовые тела. В пегматитах наиболее сложного состава выделяется до 10 генераций (разновидностей) кварца. Практически весь кварц в редкометалльных пегматитах представлен низкотемпературной альфа-модификацией.

Состав кварца испытывает частые отклонения от стехиометрического. Наиболее обычны примеси K, Na, Ca, Fe и особенно Al. В частности, считается, что цвет дымчатого кварца обусловлен присутствием Al в позиции Si [Martin, 1982]. По данным В.В. Гордиенко [1970а], в кварце сподуменовых пегматитов Колмозерского поля содержится до 0,1 % Al. Многие элементы могут входить в кварц в составе газовой-жидких включений. Согласно С.В. Малинко с соавторами [1976], основная часть В в кварце из скарнов Дальнего Востока связана именно с флюидными включениями. Неслучайно в первичных включениях кварца из пегматитов наряду с галоидами, фторидами обнаружены бораты группы авогадрит-феручит, типлеит [Roedder, 1979].

В табл. 5.6 приведены средние содержания щелочных элементов в кварцах из трех пегматитовых полей. Кроме того, имеются литературные данные о наличии Li в кварце из пегматитов Восточного Саяна [Ставров, 1961] и Кольского полуострова [Гордиенко, 1970а]. Во всех полях наиболее информативным элементом является Li. Его содержание резко возрастает от начальных (безрудных) к конечным членам жильных серий, наиболее высокое (до 220 г/т) установлено в кварце из пегматитов Восточного Саяна [Ставров, 1961]. К сожалению, неизвестно, к какому эволюционному ряду он относится. В сподуменовых пегматитах Колмозерского поля (литиевый ряд) кварц содержит 46—92 г/т Li [Гордиенко, 1970а], в поллуцитоносных пегматитах Калбы — в среднем 103 г/т, а в разных типах пегматитов тантал-бериллиевого ряда в Забайкалье среднее содержание Li в кварце варьирует от 20 до 67 г/т (см. табл. 5.6).

Количество Rb в кварце на порядок ниже, чем Li (6—14 г/т). В тантал-бериллиевых пегматитах кварц часто содержит менее 1 г/т Cs, а максимальные его концентрации (до 10 г/т) установлены в поллуцитоносных пегмати-

Таблица 5.6

Содержание щелочных элементов в кварце из пегматитов

Поле, тип пегматита	n	K	Na	Li	Rb	Cs
		%		г/т		
Дурулгуевское:						
гранит-пегматит	2	0,23	0,19	28	6,0	<1
калишпатовый блоковый	2	0,21	0,14	22	7,5	<1
калишпат-альбитовый	4	0,20	0,23	31	14	1,2
мусковит-калишпат-альбитовый	3	0,27	0,15	67	5,0	2,2
Кулиндинское:						
калишпат(альбит)-олигоклазовый	2	0,23	0,13	20	8,0	<1—6,0
калишпат-альбитовый	8	0,17	0,13	44	8,0	2,2
Калбинское:						
жила без поллуцита	5	0,07	0,07	62	8,0	4,0
жила с поллуцитом	3	0,04	0,13	103	8,0	8,0

Примечание. В жиле без поллуцита также обнаружены (г/т): Be — 25, Sn — 0,25, Ba — 83; в жиле с поллуцитом: Be — 14, Sn — 4,0. Источники: Дурулгуевское, Кулиндинское — материалы В.Е. Загорского; Калбинское — [Земская, Акелия, 1978]; n — число проб.

тах Калбы [Земская, Акелин, 1978]. Довольно существенны в кварце примеси калия и натрия (до 0,27—0,23 % соответственно). Кроме того, в кварце пегматитов обнаружены примеси Be, Ta, Nb, Sn.

В табл. 5.7 приведены данные о составе водных вытяжек из кварцев редкометалльных пегматитов. В водных вытяжках обнаружены K^+ , Na^+ , Li^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^+ и F^- . Установлено, что пегматиты петалитовой подформации характеризуются повышенными содержаниями солей по сравнению с пегматитами сподуменовою подформации. Из катионов наиболее информативен Li^+ , а из анионов — Cl^- , HCO_3^+ . Комплексные поллуцитоносные пегматиты, а также олово-тантал-литиевые и фосфор-тантал-литиевые пегматиты характеризуются на порядок более высокими содержаниями Li^+ в водных вытяжках по сравнению с пегматитами тантал-бериллиевого, литиевого и комплексного (без поллуцита) рядов. Независимо от специализации пегматитовых полей от начальных к конечным членам эволюционных рядов минералообразующие среды, согласно результатам изучения водных вытяжек из кварцев, обогащаются ионами Li^+ , реже Na^+ , HCO_3^+ и Cl^- .

5.1.4. СЛЮДЫ

Наряду с кварцем и полевыми шпатами слюды — неотъемлемая составная часть пегматитов. Для редкометалльных пегматитов характерны лишь светлые слюды, преимущественно мусковит-лепидолит (рис. 5.2, а), тогда как биотит встречается крайне редко, в ничтожных количествах, в отдельных пегматитовых полях и только в крайних членах эволюционных рядов — гранит-пегматитах и безрудных калишпатовых пегматитах. Преобладающий минерал группы слюд — мусковит. Он встречается в любых парагенетических типах пегматитов, почти во всех зонах, от эндоконтактных оторочек до кварцевых ядер и продуктивных на редкие металлы зон. В последних мусковит часто сменяется лепидолитом, для которого характерны чешуйчатые агрегаты, часто в виде линз, реже протяженных зон. В них лепидолит является породообразующим

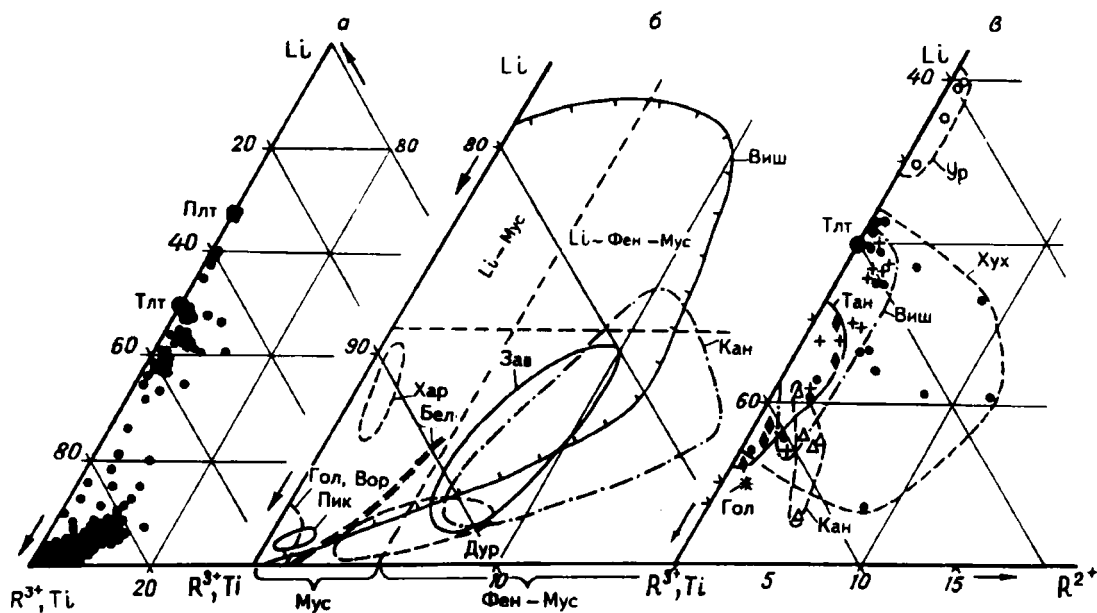


Рис. 5.2. Диаграммы составов слюд из пегматитов (а — общая, б — для малолитиевых, в — для высоколитиевых слюд).

Контуры — поля составов слюд для разных пегматитовых полей и месторождений; точки — составы конкретных образцов; двойная пунктирная линия — область составов слюд Бельского месторождения. Тлт — трилитийнит, Плт — полифитийнит. Ост. усл. обозн. см. на рис. 5.1.

Катионный и анионный составы водных вытяжек из кварца редкометалльных пегматитов (мг · экв./л)

Эволюционный ряд	Поле, тип пегматита	K ⁺	Na ⁺	Li ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	НСО ₃ ⁻	F ⁻	Сумма	
										катионов	анионов
Фосфор-тантал-литиевый	Александровское, монтеобразит-петалит-калишпат-альбитовый (1) (4)	0,0569	0,1213	0,0248	0,0124	0,0152	0,1640	0,0840	0,0041	0,2316	0,2521
		0,0202	0,0706	0,0134	0,0052	0,0070	0,0933	0,0353	0,0017	0,1164	0,1303
Комплексный без поллуцита	Вишняковское: калишпатовый (2) альбит-калишпатовый (3) петалит-калишпат-альбитовый (21)	0,065	0,193	<0,001	0,140*	0,023*	0,328	0,030	0,002	0,421	0,360
		0,035	0,109	0,003	0,052	0,012	0,181	0,054	0,001	0,211	0,236
		0,055	0,155	0,093	0,055	0,010	0,268	0,105	0,002	0,368	0,375
<i>Сподоуменовая подформация</i>											
Тантал-бериллиевый	Дурулуевское: калишпат-альбитовый и мусковит-калишпат-альбитовый (6) Кулиндинское: калишпат-альбитовый (7)	0,0398	0,0740	0,0001	<0,0002	<0,0002	0,0215	0,0818	<0,0002	0,114	0,1033
		0,0590	0,0650	0,0014	<0,0002	<0,0002	0,0240	0,0680	<0,0002	0,124	0,092
Литиевый	Завитинское: бесподуменовый (14) сподумен-калишпат-альбитовый (4)	0,0102	0,0230	0,0010	<0,0002	0,0021	0,0097	0,0298	<0,0002	0,050	0,052
		0,0157	0,0293	0,0023	<0,0002	0,0027	0,0101	0,0413	<0,0002	0,050	0,051
Олово-тантал-литиевый	Бельское, сподумен-калишпат-альбитовый (2)**	0,0306	0,0738	0,0392	0,0464	0,0062	0,0981	0,0729	0,0038	0,196	0,175
Комплексный с поллуцитом	Гольцовое, сподумен-калишпат-альбитовый (3)	0,0239	0,0839	0,0319	0,0264	0,0063	0,0632	0,0845	0,0032	0,172	0,151
Комплексный без поллуцита	Кангинское: мусковитовый гранит (1) гранит-пегматит (1) существенно калишпатовые и калишпат-альбитовый (7) сподумен-лепидолит-альбитовый (3)	0,0070	0,0140	0,0001	0,0004	0,0053	0,0077	0,0192	<0,0002	0,025	0,027
		0,0090	0,0200	0,0002	0,0008	0,0030	0,0100	0,0270	<0,0002	0,033	0,037
		0,0150	0,0270	0,0004	0,0007	0,0028	0,0145	0,0313	<0,0002	0,046	0,046
		0,0100	0,0275	0,0050	0,0008	0,0026	0,0230	0,0234	<0,0002	0,046	0,046

Примечание. V — объем вытяжки; Александровское: первая строка — кварц-мусковитовый комплекс в эвакоконтакте, вторая — кварцевое ядро в том же теле; одной звездочкой отмечено определение в одной пробе; двумя — кварц-мусковитовый комплекс. В скобках — число проб. Источники: Александровское, Вишняковское, Гольцовое, Бельское — метрвалы В.М. Макагома; Дурулуевское, Кулиндинское, Завитинское, Кангинское — В.Е. Загорского. Анализ Л.С. Тевусеа.

Состав слюд из перматов петалитовой поформации, мас. %

Компонент	(4)	(2)	(4)	xx-80/1	xx-2	xx-753/1	xx-766	R8	R3	T-1653	T-5293	T-1601	T-4638	T-2511a
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	45,28	47,42	50,08	44,85	47,80	50,30	49,40	43,20	45,25	45,42	45,28	47,34	49,54	43,40
TiO ₂	0,12	0,05	0,09	0,25	He обн.	He обн.	0,04	Н.д.	Н.д.	0,10	0,01	0,03	0,01	0,13
Al ₂ O ₃	33,38	30,35	25,63	32,23	26,20	26,50	29,08	34,36	25,90	34,63	30,90	25,22	27,90	36,83
Fe ₂ O ₃	0,88	0,62	0,18	0,43	1,92	0,06	0,18	0,32	0,07	0,52	1,06	0,30	0,05	0,32
FeO	1,49	0,92	He обн.	2,25	He обн.	He обн.	0,03	Н.д.	Н.д.	0,45	2,29	He обн.	He обн.	0,17
MnO	0,29	0,54	0,26	0,64	3,96	0,28	0,04	0,07	0,21	0,24	1,35	1,14	0,09	0,11
MgO	0,43	0,30	0,16	0,50	0,45	He обн.	0,04	<0,01	0,37	0,03	0,03	Сл.	Сл.	0,09
CaO	0,12	0,16	0,19	0,66	0,28	0,25	0,18	Н.д.	Н.д.	0,25	0,04	0,22	0,04	0,03
Na ₂ O	0,50	0,35	0,19	1,62	0,40	0,93	0,67	0,22	0,41	0,47	0,18	0,26	0,27	0,62
K ₂ O	10,09	10,26	9,84	10,11	10,54	10,20	10,82	10,12	9,12	9,39	9,81	8,75	9,47	10,20
Li ₂ O	1,03	2,27	4,15	1,04	3,81	5,48	3,62	0,32	3,97	0,3897	0,9177	4,88	4,46	0,2116
Rb ₂ O	0,91	1,42	2,19	0,52	0,95	0,90	0,76	1,69	3,46	1,72	2,47	4,02	2,99	2,35
Cs ₂ O	0,09	0,25	1,03	0,04	0,13	0,08	0,92	0,21	0,79	0,55	0,3015	1,07	0,669	0,343
F	1,18	2,80	5,27	1,20	6,09	8,00	4,60	0,64	4,18	0,25	1,28	5,50	4,87	0,45
H ₂ O	4,14	3,46	2,33	3,32	0,48	1,24	2,16	6,80	7,54	5,50	4,29	2,85	2,09	4,79
-O=F ₂	0,50	1,18	2,22	0,51	2,56	3,37	1,93	0,27	1,76	0,10	0,54	2,31	2,05	0,16
Сумма...	99,43	99,93	99,29	99,15	100,45	100,85	100,61	97,74	99,54	99,42	99,67	99,27	100,42	99,98

Примечание: 1—3 — флюор-тантал-литиевый ряд, Александровское; 4 — кварц-мусковитовая оторочка, 2 — кварц-альбитовая зона, 3 — лепидолит-клевеландитовая зона, 4—7 — фтор-тантал-литиевый ряд, Хух-Деп-Улак; 4 — шерл-мусковит-кальшит-альбитовый пегматит, 5 — топаз-лепидолит-кальшитовый пегматит, 6 — топаз-лепидолит-альбитовый пегматит, 7 — эльбакт-лепидолит-альбитовый пегматит, 8, 9 — комплексный (с полупудитом) ряд, Танко; 8 — кальшит-альбитовая с бериллом в водянчатом слое, 9 — кальшит-альбит-сподуменовый с амбигонитом зона, 10—14 — комплексный (без полупудита) ряд, Вишневское; 10 — кварц-мусковитовая оторочка, 11 — зона среднепластичатого альбита, 12 — кварц-лепидолит-альбитовый комплекс, 13 — зона крупнопластичатого альбита, 14 — поздний мелкопластичатый мусковит. В скобках — число образцов. Источники: 1—3 — [Маграты в др., 1972]; 4—7 — [Владыкин в др., 1974]; 8, 9 — [Rinaldi et al., 1972]; 10—14 — материалы В.М. Маграты.

Состав слюд из пегматитов

Компонент	ДР-4	ДР-49	(2)	(11)	(4)	ПМ-1824	ПМ-642	ПМ-346	ПМ-4088	М-3972	М-3309	ДЕН-37
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	45,90	44,79	44,02	44,02	47,97	45,71	44,40	44,40	44,69	45,04	44,89	46,84
TiO ₂	0,06	0,03	0,06	0,05	0,06	0,18	0,09	0,08	0,06	0,09	0,01	0,23
Al ₂ O ₃	36,22	36,11	33,95	36,38	34,98	34,20	34,70	34,30	37,59	34,93	36,58	37,2
Fe ₂ O ₃	0,80	1,20	3,11	1,91	1,18	0,40	1,55	1,04	0,72	0,78	1,06	0,28
FeO	1,44	2,15	0,79	0,14	Н.д.	1,80	1,8	2,33	Не обн.	1,26	0,70	Не обн.
MnO	Н.д.	0,20	0,06	0,04	0,04	0,05	0,03	0,22	0,02	0,06	0,05	0,13
MgO	0,57	Сл.	0,37	0,03	0,36	0,50	0,26	0,01	0,06	0,13	0,07	<0,05
CaO	Сл.	»	0,12	0,03	0,48	0,06	0,01	0,01	Сл.	0,02	0,14	0,20
Na ₂ O	0,88	0,57	0,84	0,66	0,66	0,73	0,96	0,63	0,65	0,50	0,81	0,57
K ₂ O	10,47	10,29	9,44	9,92	8,05	10,00	10,20	10,07	9,63	10,10	9,39	9,39
Li ₂ O	0,09	0,20	0,19	0,09	0,12	0,163	0,194	0,516	0,074	0,285	0,081	0,091
Rb ₂ O	0,16	0,51	0,42	0,85	0,53	0,157	0,176	0,394	0,804	0,331	0,580	0,536
Cs ₂ O	<0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,004	0,004	0,011	0,052	0,024	0,0279	0,011
F	0,40	0,50	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,95	0,55	1,10	0,20	0,63	0,28	0,48
H ₂ O	3,95	4,35	6,39	5,13	5,20	3,18	4,68	4,87	4,87	5,22	5,10	3,89
-O=F ₂	0,17	0,21	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,40	0,23	0,46	0,08	0,27	0,12	0,20
Сумма...	100,77	100,71	99,77	99,28	99,54	99,68	99,35	99,50	99,33	99,20	99,65	99,59

Примечание. 1, 2 — Дурулгуевское, тантал-бериллиевый эволюционный ряд: 1 — гранит-пегматит, 2 — мусковит-кварц-альбитовый пегматит; 3—9 — литиевый ряд: 3—5 — Колмозерское (в скобках число образцов): 3 — мусковит-полевошпатовый, 4 — сподуменовый тип (пластинчатый мусковит), 5 — сподуменовый тип (мелкочешуйчатый серицит); 6—8 — Завятинское: 6 — гранит-пегматит, 7 — двуполевошпатовый блоковый пегматит, 8 — сподумен-калишпат-альбитовый пегматит; 9 — Белореченское, сподумен-калишпат-альбитовый; 10, 11 — олово-тантал-литиевый ряд, Бельское: 10 — альбит-калишпатовый, 11 — сподумен-калишпат-альбитовый; 12, 13 — фосфор-тантал-литиевый ряд, Уайт-Пикачо, монтебранит-сподумен-калишпат-альбитовые пегматиты: 12 — мусковит, 13 — лепидолит; 14—18 — комплексный (с поллуцитом) ряд: 14—16 — Урикское: 14 —

минералом совместно с альбитом, цветным турмалином и другими литиевыми алюмосиликатами. Но лишь в пегматитах фтор-тантал-литиевого ряда лепидолиты преобладают над мусковитами.

Кроме "ранних" мусковитов и лепидолитов во многих пегматитах, богатых фтором, фосфором, литием и другими редкими элементами, довольно широко распространены "поздние" мусковиты, онкозины, циматолит, развивающиеся по калишпату, сподумену, турмалину, топазу и др.

В табл. 5.8 и 5.9 приведены наиболее характерные составы слюд из различно специализированных пегматитов. На рис. 5.2 дано положение слюд на классификационной диаграмме Li — (R³⁺, Ti) — R²⁺. На диаграмме выделяются две области сгущения точек. Наиболее плотное "облако" соответствует мусковитам и фенгит-мусковитам, тогда как вторая густо "заселенная" область вытянута вдоль линии (R³⁺, Ti) — Li по обе стороны от точки, соответствующей трилитиониту. Можно предполагать непрерывность ряда мусковит—лепидолит в редкометалльных пегматитах, но существует область высоколитиевых мусковитов, где образцы единичны. Особенно редки образцы с содержанием Li 0,5—0,75 ф.е.

В пегматитах тантал-бериллиевом и тантал-олово-литиевом рядов слюды представлены мусковитами, фенгит-мусковитами и их литиевыми аналогами. Лепидолиты для них совершенно не характерны. В пегматитах фтор-тантал-литиевого, фосфор-тантал-литиевого и комплексного рядов как в пе-

сподуменовой подформации, мас. %

ДЕН-32	Ур-305	Ур-10	Ур-75	М-2492	М-2740	ДЕН-10	ДЕН-15	КН-400	КН-365	КН-102p
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
51,75	44,21	44,96	52,24	44,30	49,19	50,04	47,46	45,21	45,02	48,64
0,51	0,06	0,05	0,02	0,06	0,13	0,04	0,03	0,18	0,28	0,04
26,30	37,60	34,96	20,56	35,93	27,99	32,70	35,60	34,00	32,30	29,50
0,55	0,23	1,44	0,18	0,46	0,45	0,17	Сл.	0,31	0,62	0,20
Не обн.	Не обн.	0,70	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	2,69	4,22	Не обн.
0,56	0,07	0,12	0,20	0,06	0,35	0,45	0,18	0,07	0,21	1,84
0,23	0,06	0,17	0,05	Сл.	0,10	<0,05	<0,05	0,29	0,07	Не обн.
<0,10	Сл.	Сл.	Сл.	0,14	0,22	0,10	<0,05	<0,02	<0,02	<0,02
0,27	0,67	0,42	0,13	0,81	0,38	0,48	0,42	0,89	0,75	0,42
9,75	9,81	10,29	8,79	9,61	9,74	10,96	9,69	10,55	10,58	10,35
3,23	0,097	0,059	6,59	0,0451	3,20	0,463	0,833	0,254	0,418	3,70
0,831	1,16	0,69	3,92	1,26	2,18	0,930	0,821	0,235	0,377	0,99
0,291	0,169	0,028	0,56	0,1567	0,6042	0,129	0,152	0,006	0,022	0,11
4,87	0,18	0,03	7,90	0,35	3,50	0,69	0,99	1,34	1,50	4,62
2,54	5,63	5,47	1,55	6,30	3,73	3,31	4,01	4,17	3,77	1,89
2,05	0,07	0,01	3,32	0,15	1,52	0,29	0,42	0,56	0,63	1,94
99,13	99,88	99,69	99,37	99,34	100,19	100,17	99,76	99,66	99,53	100,36

сподумен-каллишпат-альбитовый без поллунгита, 15 — сподумен-каллишпат-альбитовый с поллунгитом (внешняя зона тела), 16 — то же, центральная часть тела; 17, 18 — Гольцовое; сподумен-каллишпат-альбитовый: 17 — мусковит, 18 — лепидолит, 19—23 — комплексный (без поллунгита) рид: 19, 20 — Хардинг; 19 — сподумен-мусковит-кварцевая зона, 20 — агрегат розовой слюды с микролитом; 21—23 — Кангинское: 21 — гранит-пегматит, 22 — калишпат-альбитовый пегматит, 23 — сподумен-лепидолит-альбитовый пегматит. В скобках — число образцов. В обр. 5, 9, 12—14, 16—20, 23 все железо показано как Fe_2O_3 . Источники: 1, 2, 6, 8, 21—23 материалы В.Е. Загорского; 3—5 — [Гордженко, 1970а,б]; 9—11, 14—18 — В.М. Макагона; 12, 13, 19—20 — Б.М. Шмакина, В.Е. Загорского.

талитовой, так и в сподуменовой подформациях развиты и мусковиты, и лепидолиты, причем для подавляющего большинства полей характерен разрыв ряда в связи с отсутствием литиевых мусковитов и фенгит-мусковитов (месторождения Гольцовое, Вишняковское, Танко, Уайт-Пикачо и др.). Многие розовые и фиолетовые слюды не являются лепидолитами. Таковы, например, Li-Rb-мусковиты Вишняковского месторождения, Li-мусковиты месторождения Хардинг.

Независимо от редкометалльной специализации в мезозойских пегматитах Забайкалья резко преобладают не мусковиты, а фенгит-мусковиты. По мере увеличения в них количества лития возрастает роль фенгитового компонента — Дурулгуевское, Кулиндинское, Кангинское поля (см. рис. 5.2, б). Ранее эта закономерность отмечалась для Завитинского поля [Загорский, Кузнецова, 1990]. В связи с недостатком материалов по мезозойским пегматитовым полям других регионов остается неясным, является ли данная особенность состава слюд региональной. В других регионах обогащенность слюд фенгитовым компонентом установлена лишь для комплексных докембрийских пегматитов Вишняковского месторождения. Такие слюды в большей степени характерны для пегматитов нижнего “этажа”, в которых сподумен преобладает над петалитом, тогда как в обогащенных петалитом пегматитах верхнего “этажа” развиты преимущественно мусковиты и Li-мусковиты.

Большинство лепидолитов из пегматитов приближается по составу к трилитиониту либо содержат несколько меньше Li (см. рис. 5.2, в). Наиболее богатые литием слюды установлены в комплексных пегматитах Урикского и Вишняковского полей в Восточном Саяне. Они занимают промежуточное положение между трилитионитом и полилитионитом. В связи со значительной обогащенностью марганцем (до 4% MnO) некоторые лепидолиты месторождения Хух-Дель-Ула тяготеют к полю циннвальдитов на диаграмме.

В табл. 5.10 и 5.11 приведены данные о содержании элементов-примесей в слюдах пегматитов. Анализ этих и не вошедших в таблицы материалов показывает, что, так же как для калишпатов, особенности редкоэлементного состава слюд определяются комплексом факторов, главными из которых являются: а) редкометалльная специализация пегматитов, т.е. принадлежность их к тому или иному геохимическому эволюционному ряду и подформации; б) место пегматитов в эволюционном ряду, т.е. степень их эволюционной "зрелости"; в) место образца в отчетливо зональных пегматитовых телах или генерация минерала; г) возраст пегматитов и региональные геохимические особенности пегматитовых провинций. В пегматитах любого эволюционного ряда от начальных к их конечным членам, а в зонально дифференцированных телах от ранних зон к поздним увеличиваются содержания редких щелочей и таллия в слюдах. Однако в некоторых полях либо отдельных пегматитовых жилах, испытавших глубокую дифференциацию, наблюдается инверсия в поведении названных элементов в конце пегматитового процесса, когда лепидолиты сменяются мусковитами поздних генераций (см. табл. 5.10 и 5.11). По восстанию жильных серий пегматитов наблюдается увеличение в мусковитах количества Li, Rb, Cs, иногда F и снижение Na [Гордиенко, 1996].

В процессе дифференциации на уровне пегматитовых тел либо эволюционных рядов в слюдах уменьшаются отношения K/Rb и Rb/Cs. Исключение составляют пегматиты литиевого эволюционного ряда, в которых не наблюдается опережающего накопления Cs относительно Rb. Так, например, в мусковитах сподуменовых пегматитов Завитинского поля отношение Rb/Cs по сравнению с мусковитом из гранит-пегматитов возрастает в 2 раза (см. табл. 5.10). Как уже указывалось выше, аналогичная закономерность характерна и для калишпатов. Из табл. 5.10 видно, что интервалы содержания редких элементов в слюдах из пегматитов разных эволюционных рядов перекрываются, однако они различаются по соотношениям элементов. Так, в сподуменной подформации слюды из пегматитов фосфор-тантал-литиевого и комплексного рядов содержит Rb больше, чем из тантал-бериллиевых и литиевых пегматитов. В свою очередь комплексные пегматиты отличаются от всех других высокими содержаниями Rb и Cs в мусковитах и лепидолитах. Слюды из мезозойских пегматитов литиевого эволюционного ряда отличаются от слюд из пегматитов тантал-бериллиевого ряда более высокими содержаниями Li (в 4—6 раз), Tl (в 5—10 раз) и несколько пониженными — Cs при близких содержаниях Rb (сравни Дурулгуевское, Кулиндинское, Завитинское поля).

Для слюд, как и для калишпатов, устанавливается влияние возраста на их редкометалльный состав. В целом слюды докембрийских пегматитов по сравнению с их аналогами из мезозойских пегматитов той же специализации характеризуются более высокими уровнями содержания рубидия и более низкими лития. К сожалению, авторы не располагают материалами и по слюдам из пегматитов бериллиевого и литиевого эволюционных рядов петалитовой подформации. Что касается пегматитов фосфор-тантал-литиевого, фтор-тантал-литиевого и комплексного эволюционных рядов этой подформации, то им свойственно гораздо более широкое развитие высоколитиевых слюд—

Таблица 5.10

Среднее содержание элементов-примесей в светлых слодах из редкометалльных петматитов

Эволюционный ряд	Поле (возраст), прачагетический тип	Минерал	n	К	Na	Li	Rb	Cs	Be	Sn	Ti	Zn	K/Rb	Rb/Cs	
															3
	2														
Фосфор-тантал-литиевый	<i>Петалитовая подформация</i>														
	Александровское (PR):														
		калиншат-альбитовый (безрудный)	M	1	8,29	0,35	1760	6600	472	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	12,6	14,0
		кварц-мусковитовая оторочка	ЛМ	4	8,38	0,37	4216	9396	849	Н.д.	520	Н.д.	1300	8,9	11,1
Фтор-тантал-литиевый		лепидолит-альбитовая зона	Л	2—4	8,17	0,14	19266	20072	9692	Н.д.	180	Н.д.	32	4,1	2,1
	Хух-Дель-Ула (PZ):														
		шерл-мусковит-альбитовый	ЛМ	2	8,32	0,77	3400	3600	250	36	960	18	192	23,1	14,4
		то же	Л	1	8,19	0,28	19600	8500	2100	67	200	54	38	9,6	4,0
Комплексный без полуцинта		топаз-лепидолит-альбитовый	Л	22	7,87	0,50	19500	7000	1290	25	248	40	139	11,2	5,4
		эльбаит-лепидолит-альбитовый	Л	2	8,57	0,66	19800	8000	3000	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	10,7	2,7
		1а	ЛМ	9—4	8,02	0,47	3580	15400	2310	16,5	325	16	130	5,2	6,7
		16	ЛМ	1	8,00	0,43	4360	14600	2300	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	5,5	7,0
Комплексный с полуцинта		2	ЛМ	3	7,97	0,42	5287	17033	3080	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	4,6	5,5
		3	Л	5—2	7,22	0,24	21600	27400	8200	18	174	70	35	2,6	3,3
		4	М	5	7,93	0,40	920	21600	3590	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	3,7	6,0
		Берник-Лейх (PR), петалит-калиншат-альбитовый	М	7	8,10	0,46	1680	17000	1765					4,8	9,6
Комплексный с полуцинта		2	Л	5	7,80	0,19	17200	31300	6300					2,5	5,0
	Нет данных														
		Калбинское (PZ): калиншатовый	М	2	8,55	0,62	1330	2220	100					38,5	22,2
		1а	М	2	8,50	0,62	1990	2730	180					31,1	15,2
Комплексный с полуцинта		2	ЛМ	5	8,52	0,44	4080	4000	420					21,3	9,5
		3	Л	4	8,30	0,44	17400	5800	3050					14,3	1,9

Окончание табл. 5.10

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
															Спудуменовая подформация
Тантал-берил-лиевый	Дурулуевское (MZ): гранит-пегматит калшпат-альбитовый мусковит-калшпат-альбитовый	M	6	8,59	0,6	552	1125	30	17	70	<1	92	76,3	37,5	
		M	4	8,44	0,6	889	2427	67	22	169	3,0	226	34,8	36,2	
		M	6	8,48	0,53	690	3970	205	28	217	6,2	303	21,4	19,4	
	Жулиндинское (MZ), калшпат-альбитовый Завитинское (MZ): гранит-пегматит двулопешпатовый блоковый альбитовый сподумен-калшпат-альбитовый	M	13	8,53	0,50	507	4270	311	28	598	4,5	522	20,0	13,7	
		M	15	8,39	0,75	707	1604	89	Н.д.	317	14	193	52,3	18,0	
		M	56	8,41	0,60	1244	2470	119	Н.д.	553	28	297	34,0	20,8	
		M	29	8,60	0,60	1800	3650	139	Н.д.	729	55	454	23,6	26,3	
	Литиевый	Колмозерское (PR): альбит (олигоклаз)-калшпат-овый мусковит-альбит-калшпат-овый сподумен-калшпат-альбитовый*	M	21	8,65	0,62	2930	3750	118	Н.д.	555	49	530	23,0	31,8
			M	8	8,43	0,44	629	2640	94					31,9	28,1
			M	9-11	8,59	0,55	574	3640	255					23,6	14,3
Белореченское (PR), сподумен-калшпат-альбитовый Беельское (PR), сподумен-калшпат-альбитовый (кварц-мусковитный "трейзен")		M	17-21	8,32	0,37	769	6840	180					12,2	38,2	
		M	11-13	8,71	0,36	472	9820	480					8,9	20,4	
		M	2	8,07	0,47	642	4460	265					18,1	16,8	
		M	3	7,97	0,59	278	5010	319					15,9	15,7	
Нет данных															

Фосфор-тантал-литиевый	Уайт-Пикачо (PR):														
	безрудный олигоклаз-калишпатовый	М	1	8,14	0,37	244	3011	288	20	Н.д.	Н.д.	320	27,0	10,5	
	монтербазит-сподумен-калишпат-альбитовый	М	3	7,98	0,36	436	5586	604	19	Н.д.	Н.д.	58	14,4	9,2	
	то же	Л	2	8,09	0,16	166	8331	2335	15	Н.д.	Н.д.	240	9,7	3,3	
	Вороньстундровское (PR):														
	сподумен-калишпат-альбитовый	М	9-12	8,6	0,51	1370	19200			Нет данных				44,8	8,0
Комплексный с полудц-том	Гольцовое (PR), сподумен-калишпат-альбитовый	1	М	2	7,52	0,33	454	16220	2114					4,6	7,7
		2	Л	1	8,09	0,32	14280	19930	5700					4,1	3,5
	Калбинское (PZ), сподумен-калишпат-альбитовый	1	М	1	8,30	0,55	610	3520	160					23,6	22,0
		2	М	1	8,40	0,58	1260	5180	370					16,2	14,0
		3	Л	1	8,80	0,34	9930	7700	2960					11,4	2,6
	Хардинг (PR), лепидолит-сподумен-калишпат-альбитовый														
Комплексный без полудцита	Кангинское (MZ):	гранит-пегматитовый	ЛМ	4	8,36	0,25	4060	8181	2553	57	Н.д.	Н.д.	172	10,2	3,2
			М	4	9,00	0,63	910	1340	40	20	63	1,4	158	67,2	33,5
	альбитовый	М	7	8,95	0,54	1507	3821	150	28	449	1,8	459	23,5	25,5	
		ЛМ	1	9,00	0,43	4000	5100	700	47	980	5,5	126	17,6	7,3	
	лепидолит-сподумен-альбитовый	Л	2	9,13	0,40	16800	8600	2250	25	204	5,8	191	10,6	3,8	

Примечание. 1 — приконтактные зоны пегматитовых тел; 1а — кварц-мусковитовая (альбит-кварц-мусковитовая) оторочка висячего бока; 1б — альбитовый пегматит ледяного бока; 2, 3 — аутриксные зоны тел; 2 — мусковит; 3 — лепидолит; 4 — поздний мусковит. М — мусковит, ЛМ — мусковит, ЛМ — литиевый мусковит (фенит-мусковит), Л — лепидолит. Одной звездочкой отмечена генерация 1, двумя — II. Источники: Александровское — [Макрыгин и др., 1972; материалы В.М. Макагоны]; Вильяковское, Бельское, Гольцовое, Калбинское — материалы В.М. Макагоны; Хук-Дель-Ула — [Владимир и др., 1974]; Биринк-Лейх (Танко) — [Rinaldi et al., 1972]; Дуровское, Купальское, Кангинское — [Загорский, 1963а]; Завитское — [Загорский, Кушпетова, 1990]; Колмозерское — [Гордиенко, 1970а]; Уайт-Пикачо, Хардинг — материалы Е.М. Шмакина и В.Е. Загорского; Вороньстундровское — [Гордиенко, 1970а]. Здесь в табл. 5.11 К, Na — мас.%, остальные — гт.

Содержание элементов-примесей в слюдах из жилы 3 месторождения Коктогай

Пегмат (зона)	n	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Rb	Tl	Zn	Sn	K/Rb	Rb/Cs
Среднезернистый (I)	1	8,70	0,65	2700	2800	95	25	<10	21	44	860	33	31,3	29,5
Альбитовый сахаровидный (II)	1	8,60	0,70	2900	2600	105	25	<10	3,1	21	710	31	33,1	24,8
Мусковит-кварцевый (IV)	2	8,47	0,85	2650	3700	1900	22	<10	<1—28	40	960	23	22,9	1,9
Сподумен-альбитовый (V)	1	8,05	0,56	16500	10200	4550	32	34	4,2	250	400	1,4	7,9	2,2
Сподумен-кварцевый (VI)	1	8,85	0,67	4700	3500	265	21	10	21	19	1000	17	25,3	13,2

Примечание. I — VI — номера зон [Шмакин, 1992].

литиевого мусковита и лепидолита, а также более высокие содержания Rb и Cs в этих слюдах по сравнению со слюдами из пегматитов той же специализации в сподуменовой подформации. В слюдах пегматитов фтор-тантал-литиевого ряда (Хух-Дель-Ула) Rb и Cs меньше по сравнению с комплексными пегматитами. Соответственно для них характерны более высокие отношения K/Rb, тогда как значения отношения Rb/Cs низкие и близки к таковым в комплексных пегматитах.

Кроме редких щелочей и таллия, в слюдах присутствуют в качестве примесей Be, Sn, Ga, Zn, Ta, Nb и др. Среднее содержание Be в слюдах из пегматитов различных типов колеблется в основном от 15 до 34 г/т. Содержание Sn и Zn более высоки — соответственно от 60 до 980 и от 30 до 1300 г/т. Примечательно, что лепидолиты содержат меньше Sn и Zn, чем мусковиты (см. табл. 5.10). Вместе с тем в мусковитах некоторых полей от начальных к конечным членам эволюционных рядов, т.е. от безрудных к собственно редкометалльным пегматитам содержания Sn и Zn закономерно возрастают (например, Дурулгуевское и Завитинское поля).

Данные о наличии других элементов в слюдах ограничены. Так, количество бора в мусковитах и лепидолитах колеблется от 100 до 350 г/т, Rb — от <1 до 70 г/т. Любопытно поведение свинца в слюдах Кангинского поля, где наблюдается более чем 30-кратное накопление этого элемента в ряду от гранит-пегматитов к лепидолит-сподумен-калишпатовым пегматитам (см. табл. 5.10).

По данным В.В. Матиаса и др. [1981], в Памирско-Гиндукушской провинции наблюдается четкая зависимость между содержанием тантала в слюдах, временем их образования и обогащенностью пегматитов этим элементом: в ранних мусковитах в среднем 22 г/т, в лепидолитах — 285 г/т, а в поздних мусковитах — 98 г/т Ta₂O₅.

5.1.5. Сподумен

Сподумен — один из главных минералов, определяющих практическую ценность многих редкометалльных пегматитов. В некоторых из них он является порообразующим. В отдельных зонах дифференцированных пегматитовых тел количество его может достигать 50 % и более. Сподумен не характерен лишь для пегматитов бериллиевого, тантал-бериллиевого и фтор-тантал-литиевого эволюционных рядов.

Размеры выделений сподумена варьируют исключительно широко — от долей миллиметра до гигантских кристаллов длиной в несколько метров. Цвет сподумена серый, белый, зеленоватый, светло-бурый, розовый, желтый. Ассоциирует с кварцем, альбитом, петалитом, слюдами, турмалином. В пегматитах петалитовой подформации сподумен часто образуется в результате распада петалита на сподумен и кварц при снижении температуры.

Сподумен характеризуется довольно устойчивым составом по главным компонентам (табл. 5.12). Наиболее характерны примеси Fe, Mn, Ca, Na и K. Содержание суммарного железа в отдельных образцах достигает 1,5 % и более. Повышенное содержание железа наиболее характерно для сподуменов из пегматитов литиевого ряда, в которых он кристаллизуется из расплава одним из первых. Наиболее "чистые" сподумены свойственны комплексным пегматитам. Наблюдается последовательное уменьшение содержаний Fe, Mn и отношения Fe/Mn от ранних к поздним генерациям сподумена [Гордиенко, 1996].

На поздних стадиях пегматитового процесса сподумен подвергается замещению другими минералами. Согласно Д. Лондону и Д. Берту [London, Burt, 1982], обобщенная схема изменения сподумена имеет вид: сподумен → (эвкриптит + кварц) → (мусковит + альбит) → мусковит. Промежуточные стадии этого процесса могут выпадать. Еще более неустойчивым сподумен оказывается в поверхностных условиях, где по нему образуются различно окрашенные псевдоморфозы онкозина, монтморилонита и др. [Гинзбург, 1944], в которые входит лишь незначительная часть лития бывшего сподумена. Это обстоятельство, с одной стороны, не позволяет использовать измененный споду-

Таблица 5.12

Состав сподуменов из пегматитов, мас. %

Оксид	T-2994	SPD-1	КЛ-75	ПМ-4056	НМ-279	1314к	М-2533	КН-2
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	63,65	63,45	64,31	64,12	64,50	63,60	63,57	64,69
TiO ₂	<0,01	Н.д.	0,015	0,07	0,01	0,03	<0,01	0,03
Al ₂ O ₃	26,68	27,40	26,34	25,42	26,56	26,69	27,20	26,70
Fe ₂ O ₃	0,14	0,053	0,34	0,67	0,37	0,78	0,33	Не обн.
FeO			0,14	0,75	0,57	0,22		»
MnO	0,03	Н.д.	0,15	0,11	0,09	0,15	0,05	»
MgO	0,09	0,012	0,025	0,03	0,01	0,12	0,05	0,01
CaO	0,13	0,16	0,07	0,07	<0,01	0,95	0,04	<0,001
Na ₂ O	0,52	0,114	0,50	0,59	0,26	0,53	0,21	0,22
K ₂ O	0,15	0,038	0,17	0,27	0,10	0,23	0,20	0,96
Li ₂ O	7,34	7,78	7,32	7,21	6,82	7,12	7,75	7,00
Rb ₂ O	0,004	0,002	0,011	0,002	Не обн.	Н.д.	0,009	0,005
Cs ₂ O	0,028	0,001	<0,001	<0,001	0,001	»	0,015	<0,001
H ₂ O	0,81	0,41	0,57	0,29	0,32	1,12	0,16	0,28
P ₂ O ₅	Н.д.	0,02	0,04	0,03	Не обн.	Н.д.	Н.д.	0,04
Сумма	99,57	99,53	99,9	99,57	99,61	100,44	99,58	99,13

Примечание. 1 — Вишняковское, вторичный по петалиту; 2 — Берник-Лейх (Танко), столбчатый; 3 — Кулидинское, белый из сподумен-кварц-альбитового участка в калишпат-альбитовом пегматите; 4 — Завитинское, светло-зеленый шестоватый; 5 — Намагунтское, зеленовато-серый; 6 — Колмозерское, светло-зеленый столбчатый; 7 — Гольцовое (комплексный ряд), белый в сподумен-калишпат-альбитовом с поллуцитом пегматите; 8 — Каптинское, серый в сподумен-лепидолат-альбитовом пегматите. Источники: 1, 7 — материалы В.М. Макагона; 2 — [Cerný, Ferguson, 1972]; 3—5, 8 — материалы В.Е. Загорского; 6 — [Гордиенко, 1970a]. Железо в ан. 1, 2, 7 выражено через Fe₂O₃.

мен из подвергшихся выветриванию частей пегматитовых тел (особенно в условиях тропического климата), а с другой — позволяет широко применять геохимические методы поиска пегматитов по вторичным ореолам рассеяния лития [Vine, 1980].

5.1.6. ПЕТАЛИТ И ЭВКРИПТИТ

Петалит долгое время относился к числу сравнительно редких минералов редкометалльных пегматитов из-за трудности его визуального определения, а главное — интенсивных процессов его изменения. Петалит — высокотемпературный литиевый алюмосиликат, кристаллизующийся на ранних стадиях пегматитового процесса. Наличие петалита предопределяет принадлежность содержащих его пегматитов к петалитовой подформации.

Петалит характерен для внутренних зон пегматитовых тел, где он обычно образует крупные кристаллы белого или серого цвета либо сплошную зернистую светлую массу. Ассоциирует с кварцем, калишпатом, альбитом, а также со сподуменом и слодами. Часто (нередко полностью) замещается агрегатом сподумена и кварца или тонкозернистым фарфоровидным кварц-альбитовым агрегатом (см. гл. 4). В поверхностных условиях петалит обычно замещается цеолитами и глинистыми минералами [Гинзбург, Гущина, 1954], а в некоторых случаях — кукцитом, адуляром, кварцем [Сегнү, Ferguson, 1972].

Состав петалита обычно близок к стехиометрическому. Тем не менее минерал содержит примеси Fe, Mn, Ca, Na, K и H₂O. Ни один из представленных в табл. 5.13 анализов не имеет теоретического количества Li₂O, равного 4,9 %.

Эвкриптит встречается значительно реже петалита. Открытый только в 1880 г. в пегматитах штата Коннектикут в США, он позже был обнаружен еще на нескольких месторождениях США, но в значительных количествах найден только в пегматитах Бикиты (Зимбабве). В России эвкриптит описан на пегматитах Кольского полуострова, а затем в Восточном Саяне — на Вишняковском пегматитовом поле [Луговской и др., 1977]. В табл. 5.13 приведены анализы эвкриптитов с этого месторождения и из пегматитов США.

Следует отметить, что генетическая позиция эвкриптитов недостаточно изучена. По данным А.Ф. Соседко, эвкриптит образуется в литиевых пегматитах раньше ассоциирующих с ним минералов: кварца, альбита, берилла и поллуцита. По мнению А.И. Гинзбурга, эвкриптит возникает в процессе альбитизации за счет сподумена при воздействии на него растворов, обогащенных натрием. Г.П. Луговской с соавторами [1977] полагают, что эвкриптит образуется после блокового петалита, несколько позже его распада на сподумен и кварц. Судя по наблюдениям на месторождении Бикита (Шмакин, 1994, устное сообщение), эвкриптит обнаруживается только в участках интенсивного изменения первичных парагенезисов, содержащих петалит и сподумен. На заключительной стадии преобразования по эвкриптитовому здесь развивается бикитаит — еще более поздний литиевый минерал. Обычно же в зоне гипергенеза, где эвкриптит неустойчив, по нему развиваются слодистые минералы: жильбертит, гидромусковит.

5.1.7. АМБЛИГОНИТ—МОНТЕБРАЗИТ

В качестве породообразующих минералы ряда амблигонит—монтебразит развиты только в пегматитах фосфор-тантал-литиевого ряда и в некоторых зонах комплексных пегматитов. Изредка он встречается в пегматитах литие-

вого и тантал-олово-литиевого рядов, но лишь как второстепенный или аксессуарный минерал. Амблигонит (монтебразит) образует кристаллы либо округлые выделения преимущественно во внутренних зонах пегматитовых тел, ассоциируя с кварцем, калишпатом, альбитом, сподуменом, петалитом. Окраска минерала очень разнообразна: белая, серая, бежевая, светло-желтая, голубоватая, светло-розовая.

Первичный амблигонит (или монтебразит) часто подвергается разнообразным замещениям. Обобщенная схема преобразований минерала имеет следующий вид: монтебразит → вторичный монтебразит → гидроксил-апатит + крандалит → гидроксил-апатит + мусковит + большая группа вторичных фосфатов → мусковит → карбонат-апатит [London, Burt, 1982]. Вариации состава минерала незначительны, за исключением воды и фтора (табл. 5.14). В редкометалльных пегматитах преобладает монтебразитовый, т.е. обогащенный гидроксидом компонент. Содержание фтора в образцах из редкометалльных пегматитов колеблется от 1,4 до 6,8 %. В пегматитовом теле Берник-Лейк (Танко) прослежено возрастание концентраций фтора от ранней боковой альбит-кварц-калишпатовой зоны к промежуточным калишпат-альбит-сподуменовой и сподумен-кварц-амблигонитовой (с петалитом) зонам. В верхней части последней содержания F вновь снижаются [Černý et al., 1972]. В пегматитах Вишняковского и Александровского полей максимально обогащенные амблигонитовым минералом образцы также обнаружены в центральных частях тел, внутри кварцевого ядра или на границе с ним. Вторичные монтебразиты по сравнению с первичными обогащены гидроксидом. В.В. Гордиенко [1996] указывает на увеличение содержания F в амблигоните-монтебразите в направлении от лежащего к висячему боку жильных серий.

Таблица 5.13

Состав петалита и эвкритита из пегматитов, мас. %

Оксид	Петалит				Эвкритит			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	78,41	79,04	77,60	78,38	49,32	54,64	47,97	47,59
TiO ₂	<0,01	Сл.	Н.д.	<0,01	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,06
Al ₂ O ₃	16,60	16,17	16,66	16,73	40,43	35,70	40,28	39,63
Fe ₂ O ₃	0,10	0,11	0,053	0,09	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,21
FeO	Н.д.	0,07	Н.д.	0,50	»	»	»	Н.д.
MnO	0,03	Сл.	»	<0,01	»	»	»	0,01
MgO	0,05	0,24	0,012	0,01	»	»	»	0,07
CaO	0,16	0,17	0,00	0,01	0,01	0,19	Не обн.	0,33
Na ₂ O	0,18	Сл.	0,117	0,07	0,24	0,62	0,26	0,24
K ₂ O	0,11	Н.д.	0,040	0,06	0,01	0,38	Не обн.	0,15
Li ₂ O	4,34	4,70	4,84	4,41	9,72	8,36	11,45	10,60
Rb ₂ O	0,002	<0,001	0,016	<0,001	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Cs ₂ O	0,001	0,003	0,021	<0,001	»	»	»	»
H ₂ O	0,07	0,44	0,58	0,30	»	»	»	0,39
F ₂ O ₃	Н.д.	0,04	0,04	<0,02	»	»	»	Н.д.
Сумма...	99,59	100,98	99,98	99,95	99,72	99,95	99,96	99,28

Примечание. 1 — Вишняковское — материалы В.М. Макагона; 2 — Агаджанское поле — [Россовский, Ключкова, 1965]; 3 — Берник-Лейк (Танко) — [Černý, Ferguson, 1972]; 4 — Завитинское — [Загорский, Кузнецова, 1990]; 5—7 — [London, Burt, 1982]; 5 — Бикита, 6 — Хардинг, 7 — Клинг-Маунтин; 8 — Вишняковское — [Луговой и др., 1977].

Состав некоторых литиевых фосфатов из редкометаллических пегматитов, мас. %

Компонент	M-2143	M-2179	T-3281	T-2756	T-1612	A-1	A-2	A-3	M-2489	T-2297	1903
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	1,21	0,01	0,44	0,66	1,61	Н.д.	Н.д.	Н.д.	1,62	0,70	0,90
TiO ₂	0,03	0,035	0,14	Не обн.	Не обн.	»	»	»	0,075	Не обн.	Сл.
Al ₂ O ₃	33,76	38,55	34,60	34,40	34,89	34,53	35,53	34,63	33,76	»	0,18
Fe ₂ O ₃	0,18	0,11	0,11	0,07	0,11	0,11	0,11	0,007	0,23	13,6	15,18*
MnO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,03	Не обн.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Не обн.	30,81	28,14
MgO	0,11	0,11	0,01	0,01	»	0,005	0,002	0,008	0,14	0,47	0,37
CaO	0,28	0,05	0,55	1,94	0,35	0,17	0,17	0,22	0,43	0,82	0,75
Na ₂ O	0,39	0,27	0,10	0,13	0,74	0,054	0,025	0,039	0,12	0,008	3,59
K ₂ O	0,07	0,02	0,04	0,025	0,02	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,07	0,005	Н.д.
Li ₂ O	8,70	9,30	10,01	9,39	9,47	9,86	9,86	10,22	8,95	8,93	7,95
P ₂ O ₅	47,72	44,92	48,09	46,65	47,52	49,32	49,21	49,22	47,09	44,93	41,53
H ₂ O	4,60	3,20	5,30	5,21	2,40	3,49	4,13	2,78	6,00	0,29	Н.д.
F	4,30	5,15	1,20	1,70	6,10	5,57	3,65	6,30	2,15	Не обн.	»
-O=F ₂	1,81	2,16	0,50	0,71	2,57	2,34	1,54	2,65	0,90	»	»
Сумма...	99,54	99,56	100,09	99,50	100,64	100,76	100,15	100,77	99,73	100,56	100,18

Примечание. 1 — 9 — амбигониты-мольтебраиты; 10, 11 — литиофалиты; 1, 2 — Александровское (1 — клевсвалдтовал зона, 2 — блок из кварцевого ядра); 3 — 5 — Выхляковское (3 — кварц-мушкетерный агрегат в центральной части жиды, 4 — зона блокового калишната, 5 — блок в кварцевом ядре с лепидолитом); 6 — 8 — Бервик-Лейк (Таяко) (6 — розовый, центральная часть кристалла в промежуточной калишнат-альбит-жард сподуменовою зоне, 7 — желтый, внешняя кайма того же кристалла, 8 — бесцветный в кварце из сподумен-кварц-амбигонитовой зоны); 9 — голызовое, сподумен-кварц-альбитовый пегматит; 10 — Выхляковское, зона блокового калишната с "феррофосфатным" и пластавчатый альбитом; 11 — Колмозерское, зона блокового кварца с клевсвалдитом. В Fe₂O₃ отнесено звездочкой, в том числе 14,58 % FeO. Источники: 1—5, 9, 10 — материалы В.М. Мещерякова; 6—8 — [Семь et al., 1972]; 11 — [Гордженко, 1970a].

Амблигониты и монтебразиты в качестве примесей содержат Fe, Mg, Ca, Na, K, а также Si, количество которых невелико (см. табл. 5.14). Анализ двух проб из одного кристалла (месторождение Берник-Лейк) показал, что он неоднороден по составу: внешняя кайма богаче водой, а внутренняя — примесями Na и Mg.

5.1.8. ЛИТИОФИЛИТ—ТРИФИЛИН

Эти фосфаты лития, железа и марганца гораздо более редки, чем амблигонит-монтебразит. Тем не менее в некоторых полях фосфор-тантал-литиевого ряда они наряду с амблигонитом встречаются в качестве породообразующего минерала. Например, в поле Уайт-Пикачо в штате Аризона их содержание измеряется процентами [London, Burt, 1982]. Гораздо реже и в меньших количествах эти фосфаты обнаруживаются в комплексных пегматитах (Намибия, Швеция). Они образуют округлые выделения до 25 см и более в поперечнике, реже плохо ограненные призматические кристаллы. Цвет минерала варьирует от светло-розового и желто-коричневого до зеленовато- и синевато-серого.

Ранний трифилин обычно приурочен к центральным частям пегматитовых тел в парагенезисе с кварцем, калишпатом и альбитом. Литиофилит более характерен для поздних ассоциаций. Минерал часто подвергается интенсивному замещению вторичными фосфатами с потерей части лития. Минералы ряда литиофилит — трифилин содержат примеси Si, Mg, Ca, Na, K. В редкометалльных пегматитах литиофилитовый (марганцевый) минерал обычно преобладает (см. табл. 5.14).

Крупные кристаллы трифилина встречены во многих пегматитовых телах поля Блэк-Хиллс, а также на месторождениях Варутреск и Норро в Швеции [Mooge, 1973]. Часто наблюдаются “ельчатые” сростания трифилина с кварцем и желваки трифилина, окруженные оторочками альбита-клевеандита.

Литиофилит и трифилин относятся к числу неустойчивых минералов и замещаются вторичными фосфатами, содержащими Ca, Na, а при воздействии поздних растворов и гидроксил. В гипергенных условиях, при переходе Fe и Mn в трехвалентную форму, за счет трифилина и литиофилита образуются минералы ряда сиклерит — гетерозит.

5.1.9. ПОЛЛУЦИТ

Поллуцит — один из ценнейших минералов редкометалльных пегматитов, являющийся главным источником цезия. Он характерен только для комплексных пегматитов, где иногда образует крупные анхимономинеральные обособления, линзы, зоны. В незональных пегматитах поллуцит мелкосреднезернистый и ассоциирует с кварцем, калишпатом, альбитом и сподуменом. Изредка поллуцит присутствует в материале заполнения миарол и в составе околотиароловых комплексов в субредкометалльных миароловых пегматитах, которые здесь не рассматриваются.

Внешне поллуцит очень похож на кварц и без соответствующего навыка труден для визуальной диагностики. Он образует непрерывный изоморфный ряд с анальцимом и в природе в чистом виде практически не встречается. Большинство природных образцов содержит от 18 до 32 % анальцима [Сегнү, 1972]. Содержание Cs₂O в поллуците редко превышает 32 мас.%. Наряду с поллуцитом в редкометалльных пегматитах известен цезиевый анальцим, концентрация Cs₂O в котором снижается до 6 мас.%.

Д. Теерстра с соавторами [Teerstra et al., 1995] полагают, что первичный поллуцит кристаллизуется в близосолидусных, близких к равновесным, условиях из остаточного расплава либо при температурах чуть ниже солидусных в неравновесных условиях. При понижении температуры происходит все более прогрессирующий распад первично-гомогенного поллуцита на несколько генераций, обогащенных Cs, Al, с одной стороны, и Na, Si — с другой. При этом иногда в микроколичествах образуется поллуцит, имеющий близкий к теоретическому состав [Teerstra, Černý, 1995]. На самой поздней стадии происходят “анальцимизация” поллуцита путем диффузионного замещения в нем Cs на Na при постоянном Si/Al отношении и замещение его глинистыми минералами. По мере увеличения валового содержания Cs в пегматитах наблюдаются снижение дисперсии содержаний Cs и Na в поллуците и обогащение его первым за счет второго [Гордиенко, 1996].

5.1.10. ТУРМАЛИН

Турмалин весьма характерен для редкометалльных пегматитов и образуется на всех стадиях их формирования, от эндоконтактных оторочек до миароловых пустот с кристаллами. Исключительно широкий изоморфизм турмалина делает его прекрасным индикатором эволюции пегматитового процесса, чему в немалой степени способствует корреляция особенностей состава минерала с его необычайно разнообразной окраской.

Последовательность смены окраски турмалина в процессе эволюции пегматитов имеет обычно следующий вид: черный — буровато-коричневый — зеленый разных оттенков — белый, бесцветный — синий — розовый. Правда, в некоторых полях рубеллит предшествует индиголиту. Но в целом для поздних комплексов редкометалльных пегматитов красные и розовые турмалины гораздо более характерны, чем синие или зеленые. Так называемый “цветной комплекс”, т.е. ассоциация кварца, альбита с лепидолитом и цветным турмалином издавна считается надежным индикатором редкометалльного, в первую очередь комплексного, оруденения.

В табл. 5.15 приведены составы наиболее характерных турмалинов некоторых пегматитовых полей. Турмалины в пегматитах тантал-бериллиевого и литиевого эволюционных рядов представлены черной разновидностью, в которой главную роль играют железистый и литий-алюминиевый миналы. В ряду от безрудных к наиболее редкометалльным членам этих эволюционных рядов пегматитов роль литий-алюминиевого компонента закономерно возрастает, но в целом состав турмалина очень редко выходит за пределы поля Li-Al-шерлов, содержащих также незначительную примесь дравитового и бюргеритового миналов. Однако в связи с преобладанием в этих турмалинах Al_{VI}^{3+} над Li^+ в позиции “Y” следует говорить о принадлежности их не только и не столько к ряду шерл—эльбаит, как это обычно принято, сколько к ряду шерл — оленит, поскольку в большинстве случаев оленитовый, т.е. алюминиевый, минал преобладает над эльбаитовым [Загорский, Кузнецова, 1990].

В полях фосфор-тантал-литиевого, фтор-тантал-литиевого и комплексного рядов составы турмалинов варьируют от шерлов, содержащих в качестве примеси оленит, в меньшей степени бюргеритовый и дравитовый компоненты, до литий-алюминиевых турмалинов с примесью тсилаизита, в которых соотношения оленитового и эльбаитового миналов непостоянны.

Таблица 5.15

Состав турмалиновых из редкометалльных пегматитов, мас. %

№ обр.	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	F	В ₂ O ₃	H ₂ O*	Сумма с поправкой на F
1	37,50	0,11	31,87	1,42	12,21	0,20	0,26	0,90	1,68	0,32	0,10	0,53	9,69	2,40	98,96
2	39,79	0,17	35,98	3,74	Н.д.	0,75	0,50	0,11	2,44	0,31	1,38	1,07	11,26	3,57	100,62
3	42,72	0,02	37,18	0,54	»	1,05	0,13	0,46	1,47	0,42	1,42	1,02	10,44	3,49	99,99
4	37,43*	0,05	43,69*	0,66	»	Н.д.	0,65**	0,05	1,74	0,05	1,29	0,49	11,47	2,46	99,92
5	36,42	Сл.	31,31	Не обн.	4,71	0,02	8,29	0,21	2,68	Сл.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	83,64
6	36,00	0,17	34,31	1,79	11,38	0,09	0,75	0,40	2,21	0,23	0,11	0,18	10,99	1,48	100,03
7	37,71	0,08	35,78	0,65	5,38	0,62	0,10	0,14	2,42	0,24	0,84	0,76	11,65	3,52	99,58
8	41,25	0,01	37,25	0,79	Не обн.	0,43	0,97	1,06	2,14	0,40	1,46	0,82	10,91	3,6	100,75
9	36,38	0,40	34,38	2,48	9,70	0,39	0,30	0,20	1,87	0,23	0,24	0,24	10,43	2,44	99,60
10	39,03	Сл.	40,45	0,40	2,16	1,31	<0,05	0,10	1,85	0,36	1,18	0,36	9,76	2,69	99,59
11	39,24	»	40,84	0,20	Не обн.	1,55	<0,05	0,20	1,87	0,15	1,64	0,66	10,95	2,27	99,38
12	36,90	0,46	32,76	2,58	10,64	0,38	0,36	0,26	1,59	0,28	0,17	0,45	10,45	2,86	99,95
13	38,82	Не обн.	41,30	0,20	0,20	0,04	0,17	0,93	0,35	2,78	0,37	1,10	9,62	3,45	99,88
14	36,60	0,02	34,99	9,18	5,38	0,31	0,45	0,02	1,62	0,08	0,032	0,30	9,66	2,17	99,68
15	35,71	0,09	34,59	2,10	12,21	0,28	0,35	0,02	1,84	0,12	0,041	0,43	9,98	2,27	99,90
16	35,97	0,33	34,51	3,89	10,78	0,26	0,45	0,02	1,96	0,19	0,062	0,95	9,66	1,28	99,91
17	35,74	0,22	33,29	2,22	12,39	0,22	1,0	0,02	1,85	0,10	0,038	0,98	9,66	2,61	99,02

Примечание: 1—5 — Александровское; 1 — черный из безрудного альбит-кашшагового пегматита, 2—5 — монтбразит-петалит-кашшагат-альбитовый пегматит (2 — зеленый из кварц-мушкет-альбитовой оторочки, 3 — розовый из кварц-альбитовой зоны, 4 — синий из кварцевой зоны, 5 — зеленые микропречи в обр.); 6—8 — Гольцовое, сподумен-кашшагат-альбитовый пегматит (6 — черный из альбит-кварц-мушкетовой эндокактальной зоны, 7 — зеленый из сподумен-кварц-микролин-альбитовой зоны, 8 — розовый из кварц-альбитовой зоны); 9—11 — Уралское, сподумен-кашшагат-альбитовый пегматит (9 — черный из алексит-дромелитово-пашаговой зоны, 10 — зеленый из кварц-клевеландитовой зоны, 11 — розовый из кварц-кашшагат-сподуменовой с полупрозрачной зоной на границе с кварцевым ядром); 12, 13 — Хух-Дель-Ула (12 — черный из перидот-альбит-лещадолит-альбитового пегматита, 13 — розовый); 14 — Дурлупуевское, черный из мусковит-кашшагат-альбитового пегматита; 15 — Кулидаевское, черный из кашшагат-кварц-альбитового пегматита; 16 — Калтышское, черный из гранит-пегматита; 17 — Завитинское, черный из сподумен-кашшагат-альбитового пегматита. Одной звездочкой отмечены данные микроанализа, двумя — повышенное количество MgO, по-видимому, обусловленное прямиостью более поздней генерации, развивающейся по микропречишкам (см. обр. 5). Источники: 1—3 — [Макагон и др., 1976]; 4—11 — материалы В.М. Макагона; 12, 13 — [Вялькин, 1974]; 14—16 — материалы В.Е. Загорского; 17 — [Загорский, Кузнецова, 1990].

В так называемых эльбаит-лепидолит-альбитовых пегматитах поля Хух-Дель-Ула описан розовый турмалин [Владыкин и др., 1974], в котором, судя по анализу (см. табл. 5.15, обр. 13), главным компонентом является оленит. Этот турмалин замещается по трещинам мусковитом, чем обусловлено высокое содержание в нем калия. Однако примесь мусковита не могла послужить причиной обогащения турмалина алюминием. На избыточный по отношению к литию алюминий в турмалинах редкометалльных пегматитов указывалось и ранее [Горская и др., 1982; Турмалин..., 1990]. Присутствие оленитового компонента как в магнезиально-железистых, так и в литий-алюминиевых турмалинах является характерной чертой редкометалльных и миароловых пегматитов [Zagorsky, Peretyazhko, 1994]. В редкометалльных пегматитах доля оленита понижена только в зеленых турмалинах, обогащенных марганцем, количество которого достигает 3 % и более [Турмалин..., 1990].

В некоторых полях турмалины обогащены цинком или кальцием. Так, в турмалине из пегматита Боб-Ингерсол количество ZnO достигает 1,72 %, что значительно превышает концентрацию в нем MnO [Jolliff et al., 1986]. А содержание Са в пересчете на формульные единицы бывает сопоставимо с количеством натрия [Турмалин..., 1990]. Кроме того, турмалины содержат примеси Rb, Cs, Be, Nb, Ta и Ga, концентрации которых возрастают от начальных к конечным членам эволюционных рядов [Филиппова, 1984]. Для турмалинов редкометалльных пегматитов характерен дефицит катионов в позиции "X", достигающий иногда 0,3 ф.ед.

5.1.11. ТОПАЗ

Топаз в большинстве редкометалльных пегматитов отсутствует либо встречается в качестве акцессорного минерала поздних минеральных комплексов в ассоциации с кварцем, литиевыми слюдами, альбитом, реже калишпатом. Однако в пегматитах фтор-тантал-литиевого ряда топаз является породообразующим минералом. Его количество достигает 10—30 %. Таковы, например, пегматиты поля Хух-Дель-Ула, описанные в гл. 4. Топаз здесь встречается в виде плохо оформленных кристаллов молочно-белого цвета размером до 5×15 см либо образует кварц-топазовый агрегат графической структуры. Ассоциирует с кварцем, клевеландитом, лепидолитом, калишпатом, бериллом. В топазе месторождения Хух-Дель-Ула отмечается очень большое количество включений, с которыми связаны повышенные содержания в минерале Mg, Ca, Na и K (табл. 5.18, обр. 6) [Владыкин и др., 1974].

Для топаза из пегматитов фосфор-тантал-литиевого ряда (Александровское месторождение) характерны низкие содержания F и H_2O (см. табл. 5.18, обр. 7), что, по-видимому, обусловлено вхождением иона O^{2-} на позиции F⁻ и (OH)⁻.

5.2. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В настоящем разделе кратко описаны только наиболее постоянно встречающиеся в редкометалльных пегматитах акцессорные минералы: берилл, гранаты, апатит, минералы ряда танталит — колумбит и касситерит. Распространенность минералов определяется содержаниями в пегматитах составляющих их элементов [Ляхович, 1968], поэтому не случайно в число рассматриваемых попали минералы бериллия, тантала, ниобия, олова, характеризующих эволюционные геохимические ряды редкометалльных пегматитов.

Состав бериллов из редкометаллических пегматитов, мас. %

Элемент	М-2164	XX-804/13	T-2830	T-2835	T-2379	ДР-26	К.Л-92	ПМ-640	ПМ-1315	ПМ-3136	12	М-3223	УР-83	15	16
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	13	14	15	16
SiO ₂	65,07	64,40	64,53	64,21	63,96	66,04	66,06	67,96	64,84	64,36	64,84	64,16	62,14	65,25	63,65
TiO ₂	He обн.	Н.д.	0,05	0,04	0,03	He обн.	He обн.	He обн.	Н.д.	Н.д.	0,04	0,02	0,01	Н.д.	Н.д.
Al ₂ O ₃	16,92	19,19	18,01	17,80	17,40	17,60	18,01	15,90	18,30	18,30	16,10	16,97	17,70	18,79	17,54
Fe ₂ O ₃	0,09	0,91	0,29	0,22	0,226	0,42	0,31	0,53	0,25	0,25	1,0	0,12	0,02	1,49	0,08
FeO	Н.д.	0,41	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
MnO	0,04	Н.д.	0,099	0,008	0,009	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	Сл.	0,06	<0,04	0,01	0,007
MgO	0,015	»	0,058	0,20	0,187	0,08	0,08	0,08	<0,01	<0,01	0,78	0,021	0,014	He обн.	He обн.
CaO	0,07	0,49	0,14	0,13	0,14	0,07	0,10	0,19	0,05	0,05	0,19	0,014	<0,02	0,23	0,23
Na ₂ O	1,12	0,62	1,04	1,31	0,95	0,52	0,46	0,30	1,02	1,02	1,00	1,27	1,21	1,33	1,60
K ₂ O	0,10	0,13	0,23	0,26	0,31	0,25	0,19	0,14	0,10	0,10	0,55	0,25	0,04	0,19	0,22
Li ₂ O	0,618	0,31	0,538	0,603	0,603	0,123	0,125	0,12	0,45	0,62	0,04	0,898	1,16	0,45	0,97
Rb ₂ O	0,026	0,009	0,041	0,048	0,052	0,003	0,003	0,003	0,014	0,021	Н.д.	0,046	0,131	0,006	0,06
Cs ₂ O	0,426	0,13	0,784	1,08	2,23	0,032	0,115	0,032	0,063	0,34	»	1,218	4,05	0,08	2,56
BeO	13,0	12,80	13,6	13,2	12,9	13,40	13,00	13,57	13,75	13,75	12,90	12,15	12,60	12,57	11,37
H ₂ O	2,80	0,60	1,18	1,23	1,10	1,72	1,26	0,93	0,83	0,99	2,63	2,40	1,27	0,60*	1,97*
F	Н.д.	0,28	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,88	0,04	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
-O=F ₂	»	0,11	»	»	»	0,03	0,02	»	»	»	»	»	»	»	»
Сумма	100,24	99,71	100,59	100,34	100,03	100,03	99,76	99,76	99,56	99,85	100,28	99,57	100,34	101,0	100,26

Примечание. 1 — Александровское, белый из кварцевого ядра; 2 — Хук-Дель-Ула, молочо-белый в топаз-ленинит-альбитовом пегматите; 3—5 — Вышневское (3 — розовый из эвдокситовой кварц-мусковитовой оторочки, 4 — розовый из калишпат-кварц-альбитовой ("фарфоровидной") зоны, 5 — розовый из кварцевого ядра); 6 — Дурулукское, зеленоватое-серое из блокового кварц-кашпитового пегматита; 7 — Кушадаское, белый из блокового кварца в калишпат-альбитовом пегматите; 8—10 — Завягинское (8 — светло-зеленый из гранит-пегматита, 9 — бледно-зеленый из сложенно-кварц-клевалалитового пегматита); 11, 12 — Колмогорское (11 — бурый из бериллового полевошпатового пегматита, 12 — молочо-белый из блокового кварца в сложенно-кашпит-альбитовом пегматите); 13 — Голыцовое, белый из сложенно-кашпит-альбитового с полудитом пегматита; 14 — Урагское, белый с розовым оттенком по краям кристалла, в кварце из полудитовой зоны; 15, 16 — Коктогай, жила 3 (15 — из верхней зоны сахарового альбита, 16 — из внутренней мусковит-альбитовой зоны). Источники: 1, 3—5, 13, 14 — материалы В.М. Макагона; 2 — [Владимкин и др., 1974]; 6, 7 — материалы В.Е. Загорского; 8—10 — [Загорский, Куликова, 1990]; 11, 12 — [Гордешко, 1970a]; 15, 16 — [Шмакин, 1992].

5.2.1. БЕРИЛЛ

Берилл — один из наиболее распространенных акцессорных минералов льюбых пегматитов, но редкометалльных в особенности. В пегматитах бериллиевого и тантал-бериллиевого эволюционных рядов он является главным рудным компонентом. Во многих полях берилл встречается во всех парагенетических типах пегматитов и во всех зонах пегматитовых тел. В одних случаях он развит в виде равномерно рассеянной вкрапленности мелких кристаллов, в других — в виде скоплений кристаллов и зернистых масс в ассоциации с блоковыми калишпатом и кварцем. От начальных к конечным членам эволюционных рядов и от ранних к поздним зонам в хорошо дифференцированных телах цвет минерала обычно изменяется от светло-зеленого или зеленовато-серого через желтовато-серый и белый с различными оттенками до светло-розового в наиболее богатых редкими элементами парагенезисах.

В этом же направлении закономерно изменяется и состав бериллов (табл. 5.16). Наиболее контрастно в процессе эволюции пегматитов в бериллах растут содержания щелочных элементов, особенно Rb и Cs. Так, в концентрически зональной жиле 3 месторождения Коктогайское от зоны сахаровидного альбита вблизи контакта к внутренней мусковит-альбитовой зоне количество Li, Rb и Cs в берилле увеличивается соответственно в 2, 10 и 80 раз. Во всех без исключения пегматитовых полях от гранит-пегматитов и безрудных пегматитовых тел к собственно редкометалльным пегматитам наблюдается аналогичная тенденция обогащения берилла щелочами (см. табл. 5.16).

Выявляются существенные различия в геохимических особенностях бериллов из пегматитов разных эволюционных рядов. Наименее щелочными являются бериллы из пегматитов тантал-бериллиевого ряда. По сравнению с ними бериллы из пегматитов литиевого и фтор-тантал-литиевого рядов заметно обогащены Na, Li и Cs, причем относительная роль каждого из них снижается в перечисленном порядке. Наибольшая же обогащенность щелочами характерна для бериллов из комплексных пегматитов, причем только в них цезий пре-

Таблица 5.17

Состав гранатов из редкометалльных пегматитов, мас. %

Оксид	ДР-9	КЛ-63	ПМ-21	ПМ-259	ПМ-199	КН-502	КН-374	КН-61/3	Т-1231
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	36,67	36,84	38,57	37,19	38,76	37,35	36,34	36,54	37,00
TiO ₂	0,03	0,12	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	21,59	21,40	19,43	20,00	19,50	20,10	19,70	20,00	19,75
Fe ₂ O ₃	4,51	Н.д.	1,46	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	1,14
FeO	24,56	18,33	30,53	18,50	8,98	27,84	12,93	0,90	7,18
MnO	10,47	22,26	7,45	23,25	31,83	13,10	30,00	41,10	35,04
MgO	0,66	0,11	0,29	0,10	<0,01	0,40	0,10	Не обн.	0,06
CaO	0,24	0,14	0,53	0,50	0,30	0,50	0,60	0,70	0,14
Na ₂ O	0,43	0,48	0,26	0,32	0,05	0,27	0,22	0,16	0,08
K ₂ O	0,48	0,54	0,28	0,28	0,11	0,14	0,18	0,14	0,10
P ₂ O ₅	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,04	0,06	0,03	
С у м м а...	99,64	100,22	98,80*	100,14	99,53	99,74	100,13	99,57	100,54

Примечание. 1 — Дурулгуевское, гранит-пегматит; 2 — Кулиндикское, калишпат-альбитовый пегматит; 3—5 — Завитинское (3 — гранит-пегматит, 4 — калишпат-альбитовый пегматит, 5 — сподумен-каллишпат-альбитовый пегматит); 6—8 — Кангинское (6 — гранит-пегматит, 7 — калишпат-альбитовый пегматит, 8 — кварц-лепидолит-альбитовый комплекс в сподумен-лепидолит-альбитовом пегматите); 9 — Вишняковское, кварц-альбитовый с амблигонитом пегматит; 10 — Уоджана, редкометалльный пегматит. Звездочкой отмечены обр. с H₂O — 0,30 мас. % и Li₂O — 0,01 мас. %. Источники: 1—8 — материалы В.Е. Загорского; 9 — материалы В.М. Макагона; 10 — [Сегу, Hawthorne, 1982].

обладает над литием и натрием, достигая 4 % и более. В процессе эволюции пегматитовых систем происходит смена бесщелочных или слабо щелочных бериллов натрий-литиевыми, а затем и литий-цезиевыми разновидностями.

5.2.2. ГРАНАТЫ

Гранаты характерны для начальных членов эволюционных рядов редкометалльных пегматитов, но встречаются практически во всех зонах пегматитовых тел, за исключением наиболее богатых редкими элементами минеральных ассоциаций в пегматитах комплексного ряда. В целом для пегматитов фтор-тантал-литиевого, фосфор-тантал-литиевого и комплексного рядов гранат гораздо менее типичен, чем для бериллиевого, тантал-бериллиевого, литиевого и олово-тантал-литиевого эволюционных рядов. В процессе эволюции пегматитов от ранних к поздним зонам и минеральным ассоциациям цвет граната закономерно меняется от темно- или вишнево-красного до желтовато- или красновато-оранжевого.

Во всех полях от ранних к конечным членам эволюционных рядов пегматитов, а в пределах тел — от ранних к более поздним комплексам (зонам) в гранатах возрастает содержание спессартинового минала за счет альмандинового (табл. 5.17). При этом суммарное количество пиропы и гроссуляра обычно не превышает 3,5 %, т.е. гранаты относятся к ряду альмандин-спессартин.

В гранатах из пегматитов тантал-бериллиевого ряда в Забайкалье содержание спессартина варьирует от 26 до 70 %, а альмандина — от 39 до 70 %. Несколько более широки вариации состава гранатов в литиевых пегматитах

Таблица 5.18

Состав апатитов и топазов из некоторых редкометалльных пегматитов, мас. %

Компонент	Апатит					Топаз	
	1	2	3	4	5	6	7
P ₂ O ₅	42,02	41,71	41,22	41,22	41,26	Н.д.	Не обн.
SiO ₂	0,07	0,08	0,51	0,04	0,10	32,46	34,38
Al ₂ O ₃	0,05	0,08	0,25	0,21	Н.д.	50,96	54,80
Fe ₂ O ₃	0,08	0,22	0,30	0,07	0,20	0,18	0,19
MnO	0,54	6,12	2,10	5,32	10,47	Н.д.	Н.д.
MgO	0,08	0,05	0,04	Не обн.	Н.д.	0,38	0,17
CaO	55,22	49,95	52,57	50,47	46,15	2,82	0,05
SrO	0,05	0,05	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Na ₂ O	0,12	0,02	0,03	0,03	»	0,47	0,20
K ₂ O	0,05	Н.д.	0,03	0,03	»	0,48	0,39
Li ₂ O	Не обн.	»	0,02	0,03	»	0,03	Не обн.
H ₂ O	0,30	0,32	0,34	0,20	0,67	2,65	1,80
F	2,51	2,59	3,92	3,67	2,40	17,00	12,60
Cl	Не обн.	0,02	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
-O=F ₂	1,06	1,09	1,65	1,54	1,01	7,15	5,30
Сумма...	100,03	99,88	99,68	99,64	100,24	100,29*	99,31**

Примечание. 1, 2 — Ворошегудровское — [Гордиенко, 1970a] (1 — голубой мелкозернистый среди псевдоморфоз мусковита и сахаровидного альбита до сподумену, 2 — сизовато-зеленый, нарастает на сподумен); 3, 4 — Вишняковское — материалы В.М. Махагона (3 — светло-синий из кварц-мусковитовой оторочки, 4 — светло-синий из кварцевого ядра); 5 — Можгольский Алтай — [Филиппова, 1984]; 6 — Хух-Дель-Ула — [Владыкин и др., 1974], молочно-белый в топаз-лепидолит-альбитовом пегматите; 7 — Александровское — материалы В.М. Махагона, серый в петалит-монтебразит-калишпатовом пегматите. Одной звездочкой отмечен образец, в котором 50 г/т Rb₂O и 30 г/т Cs₂O; двумя — 0,035 мас.% TiO₂.

Завитинского поля: спессартин — от 19 до 70 %, альмандин — от 16 до 79 % [Загорский, Кузнецова, 1990]. Наиболее богаты марганцем гранаты комплексных пегматитов. В Кангинском поле даже в гранит-пегматитах гранат содержит более 30 % спессартинового минала, а в сподумен-лепидолит-альбитовых жилах количество последнего достигает 96 %. К чистому спессартину приближается состав граната в пегматитах Уоджина в Австралии (см. табл. 5.17). С ростом доли спессартина в гранатах увеличивается параметр ячейки a_0 . Наиболее высокая примесь пирропа и гроссуляра характерна для гранатов из начальных членов эволюционных рядов [Гордиенко, 1970а; Загорский, Кузнецова, 1990]. Главное отличие гранатов редкометалльных пегматитов от гранатов мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых состоит в значительной обогащенности первых спессартиновым миналом за счет альмандинового, а также в более низких содержаниях в них пирропа, гроссуляра при практически полном отсутствии андрадита.

Гранаты содержат примеси щелочей, причем наиболее высокие концентрации Na_2O и K_2O (до 0,5 % каждого) характерны для пегматитов тантал-бериллиевого ряда (см. табл. 5.17). В гранатах из редкометалльных пегматитов Забайкалья отмечается от 30 до 150 г/т Li и до 20 г/т Rb. Суммарное количество TR_2O_3 в них достигает 0,04 %. Более высокие концентрации иттрия и лантаноидов установлены в гранате из пегматитов Колмозерского поля — до 0,13 % TR_2O_3 . При этом около 90 % общего количества РЗЭ приходится на элементы иттриевой группы и иттрий. В том же поле от безрудных к собственно редкометалльным сподуменовым пегматитам наблюдается увеличение содержания Ta_2O_5 в гранате от 50 до 180 г/т при почти постоянном количестве Nb_2O_5 (около 60 г/т) [Гордиенко, 1970а]. Гранаты из пегматитов Забайкалья содержат также примеси следующих элементов (%): Be, Cr, Co — 0,000n; Sn, Cu, V, Ni — 0,00n; Sc — 0,000n—0,00n; Ti, Zr — 0,0n.

5.2.3. АПАТИТ

Апатит менее характерен как акцессорный минерал редкометалльных пегматитов, чем гранат или берилл. Он встречается в пегматитах всех эволюционных рядов, но наиболее обычен для пегматитов фосфор-тантал-литиевого ряда. Во многих полях в начальных безрудных членах эволюционных рядов апатит отсутствует. Встречается он в виде игольчатых кристаллов или зернистых выделений в ассоциации с кварцем, мусковитом и альбитом.

Для редкометалльных пегматитов типичны марганецсодержащие фтор-апатиты с крайне низкой примесью гидроксилapatита (см. табл. 18). От краевых к центральным частям (зонам) пегматитовых тел, от ранних к поздним генерациям концентрации марганца в апатите возрастают, тогда как соотношения гидроксил- и фтор-ионов меняются незначительно. Обратная корреляция между CaO и MnO в апатитах свидетельствует в пользу их изоморфных взаимоотношений в этом минерале.

5.2.4. КОЛУМБИТ—ТАНТАЛИТ

Тантало-ниобаты — одна из важнейших групп акцессорных минералов, определяющих рудную специализацию пегматитов. В эту группу входит очень большое число минеральных видов, главными из которых являются минералы ряда танталит — колумбит. Реже встречаются микролит, симпсонит, тапиолит, воджинит, иксиолит и многие другие. Обзор минералов Ta и Nb в пегматитах дан

Ю. Фурдом [Foord, 1982], а детальная их характеристика и описание последовательности образования в редкометалльных пегматитах выполнены в специальной работе А.В. Волошина и Я.А. Пахомовского [1988].

Тантало-ниобаты служат хорошими индикаторами эволюции пегматитового процесса, чутко реагирующими на изменения условий минералообразования, в связи с чем тренды их составов часто используются при обсуждении генезиса пегматитов. Эволюция пегматитов проявляется как в закономерной смене парагенезисов тантало-ниобатов, так и в изменении их химического состава. Характер последовательной смены минералов Та и Nb можно проиллюстрировать на примере пегматитовых тел Боб Ингерсол № 1 и Тин Маунтин в поле Блэк-Хилс. Первая жила обогащена лепидолитом, а вторая — сподуменом. В той и другой от ранних парагенезисов к поздним тантало-ниобаты образуют следующий ряд: ферроколумбит — манганоколумбит — мангантанталит — микролит + тапнолит — (воджинит). Наиболее общей геохимической особенностью тантало-ниобатов в любых редкометалльных пегматитах является последовательный рост в них отношений $Ta/(Ta+Nb)$ и $Mn/(Mn+Fe)$ от внешних зон жил к внутренним или в пределах одного крупного зонального кристалла [Černý et al., 1986; Lathi, 1987; Černý, 1992; Spilde, Shearer, 1992].

Минералы группы колумбит-танталита — самые распространенные концентраторы тантала и ниобия в пегматитах. Как показывают современные исследования [Волошин, Пахомовский, 1988], в пегматитовых тантало-ниобатах наблюдаются любые соотношения минералов $FeNb_2O_6$, $MnNb_2O_6$ и $MnTa_2O_6$. В зависимости от количества этих минералов конкретные образцы или части кристаллов (при их зональном строении) могут быть названы железистым или марганцевым колумбитом и марганцевым танталитом, а также тантало-колумбитом или ниоботанталитом.

Для пегматитов характерно преобладание мелких пластинчатых кристаллов колумбита-танталита размерами 1—3 мм, но на ряде месторождений обычны кристаллы по 2—5 см, а отдельные индивидуумы на отечественных месторождениях достигают 10—15 см в поперечнике (рекордный образец с одного из тантал-бериллиевых месторождений штата Колорадо весил 273 кг). Встречаются сростки пластинчатых кристаллов, в том числе радиально-лучистые. Цвет колумбита черный или буровато-черный, а у марганцевых разновидностей — с красноватыми рефlekсами. Среди манганотанталитов известны прозрачные густо-красные кристаллы (альваролит).

Выделения колумбит-танталита в пегматитовых телах приурочены преимущественно к ранним парагенетическим ассоциациям с олигоклазом, калишпатом и высокотемпературным кварцем. В некоторых случаях наблюдается ассоциация колумбит-танталита с поздними альбитом и слодами (зоны альбитизации).

Приводимые в табл. 5.19 анализы демонстрируют широкие вариации содержания Nb_2O_5 (от 1,91 до 54,04 %) и Ta_2O_5 (от 26,97 до 79,60 %), а также многих других элементов, входящих в состав колумбит-танталитов в виде примесей. Кроме оксидов тантала и ниобия, только MnO и FeO (иногда вместе с Fe_2O_3) входят в минерал в значительных количествах. Исключение составляет лишь образец из месторождения Бикита, в котором повышены концентрации SiO_2 , CaO, SnO_2 , щелочей и воды, что позволяет предположить наличие включений чужеродных минералов. Примеси W, U, Th и ряда других элементов (см. табл. 5.19) обусловлены микроскопическими включениями и вольфрамитом, цирконом, эвксенитом, касситеритом и др. [Гинзбург, 1955].

5.2.5. КАССИТЕРИТ

Акцессорный касситерит встречается почти во всех геохимических рядах обейх подформаций редкометалльных пегматитов. Освоение многих месторождений редкометалльных пегматитов начиналось с эксплуатации оловянных россыпей. Однако промышленное значение в качестве источника олова продолжают сохранять только пегматиты тантал-олово-литиевого эволюционного ряда. Кроме того, касситерит извлекается в качестве попутного компонента на многих месторождениях комплексного, литиевого, тантал-бериллиевого рядов.

Как правило, касситерит в пегматитах ассоциирует с кварцем и мусковитом, образуясь во время высокотемпературных метасоматических процессов так называемой грейзеновой стадии. Температура декрепитации касситеритов из пегматитовых жил обычно 350—400, иногда 450—500° С и только на Бельском месторождении достигает 620° С [Доломанова и др., 1966]. Аналогичные температуры получены при изучении гомогенизации включений в касситерите [Little, 1960]. Для кристаллов касситерита из пегматитовых жил наиболее характерна дипирамидальная форма [Быховский и др., 1972] темноокрашенных, почти черных, кристаллов.

Изучение состава касситерита позволило обнаружить в нем большое количество элементов-примесей, присутствующих обычно в виде минеральных включений [Доломанова и др., 1966]. Наибольший интерес представляют Та и Nb, содержащиеся в таких высоких концентрациях, что они извлекаются в промышленных масштабах из шлаков оловоплавильных предприятий. Суммарное количество пятиокисей тантала и ниобия в касситерите из пегматитов обычно превышает 1 % и иногда достигает 5—6 %, причем тантал чаще преобладает. Кроме того, обнаруживаются примеси Ti, Zr, Sc, W, U, Th. Основная их часть находится в составе микровключений танталит-колумбита, микролита, вольфрамит, циркона, рутила, бетафита или эвксенита. Но достаточ-

Т а б л и ц а 5.19

Составы минералов группы колумбита—танталита [Геохимия..., 1964], мас. %

Оксид	Тантало-колумбиты			Ниоботанталиты			Манганотанталиты		
	1	2	3	1	2	4	1	5	4
(K, Na) ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,68	—
CaO	0,21	—	0,20	0,25	—	0,43	0,25	1,34	0,51
MgO	0,10	—	0,10	0,10	—	0,20	0,05	0,24	0,26
MnO	16,98	10,94	8,34	12,30	4,31	10,59	15,11	10,00	12,44
FeO	1,80	7,44	9,51*	5,25	13,32	6,76	0,58	0,69	3,26**
Al ₂ O ₃	0,15	—	0,18	0,20	—	0,64	0,35	1,05	0,64
SiO ₂	0,35	—	—	0,45	—	0,80	0,41	7,20	0,42
TiO ₂	0,10	—	1,00	0,60	1,52	1,20	0,46	Сл.	0,73
ZrO ₂	0,08	—	—	0,10	—	—	—	—	—
SnO ₂	—	0,18	—	—	0,38	—	—	2,54	—
Nb ₂ O ₅	54,04	46,59	40,93	31,25	34,60	28,54	10,33	5,04	1,91
Ta ₂ O ₅	26,97	35,14	38,47	50,30	46,02	50,70	72,18	71,10	79,60
H ₂ O	—	—	—	—	—	0,29	—	0,48	0,44
С у м м а...	100,78	100,29	100,33	100,80	100,15	100,15	99,72	100,36	100,21

Примечание. 1 — Коктогай, КНР; 2 — Блэк-Хиллс, США; 3 — Восточное Забайкалье, Россия; 4 — Кольский полуостров, Россия; 5 — Билита, Зимбабве. Одной звездочкой отмечена FeO вместе с 1,60 % Fe₂O₃, двумя — вместе с Fe₂O₃. Прочерки в источнике не объясняются.

Таблица 5.20
 Содержание и формы вхождения элементов группы ниобия и в минеральных включенных в нем [Shimakin, Weberoh, 1995]

Месторождение, страна	Минеральная фаза	Ta	Nb	Sn	Ti	Fe	Mn	U	Ca
Токванг, Свазиленд	Касситерит	0,38	Не обн.	78,23	Не обн.	0,14	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	Ta-Sn-бетафит	43,44	4,34	20,71	1,65	1,12	»	3,68	4,33
	Ta-бетафит	57,32	4,94	9,57	1,51	0,69	»	3,57	2,38
Унс, Намибия	Касситерит	0,21	0,15	78,00	0,17	0,13	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	Колумбит	14,38	44,50	1,20	1,31	8,15	3,54	»	»
Камативи, Зимбабве	Касситерит	0,60	Не обн.	78,04	0,08	0,08	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	Колумбит-танталит	32,14	29,35	5,59	0,28	6,89	1,86	»	»
Бастар, Индия	Касситерит	0,86	0,03	Не обн.	0,11	0,03	0,02	Не обн.	Не обн.
	Микролит	58,58	3,87	2,24	0,92	0,66	0,07	»	8,51
Гольцовое, Россия	Касситерит	1,49	Не обн.	76,98	0,12	0,17	0,01	Не обн.	Не обн.
	Колумбит-танталит	35,38	24,60	8,39	0,37	6,14	1,89	»	»
Бельское, Россия	Касситерит	0,96	Не обн.	77,69	Не обн.	0,16	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	Станнотанталит	40,61	19,99	10,28	»	6,56	0,27	»	»
Харагольское, Россия	Касситерит	0,45	Не обн.	78,03	0,15	0,08	0,02	Не обн.	Не обн.
	Танталит	63,48	5,80	4,71	0,14	0,10	6,09	»	»

но велика и доля изоморфных примесей, особенно тантала, входящего вместе с ниобием в касситерит по схемам: $2\text{Sn}^{4+} \leftarrow (\text{Ta}, \text{Nb})^{5+} + \text{Fe}^{3+}$ или $3\text{Sn}^{4+} \leftarrow 2(\text{Ta}, \text{Nb})^{5+} + \text{Fe}^{2+}$ [Murciedo et al., 1992].

Специальные исследования касситеритов из нескольких пегматитовых месторождений, выполненные нами недавно [Makagon et al., 1994], показали, что в некоторых случаях возможно вхождение тантала и без компенсации железом. Предположено замещение по схеме: $5\text{Sn}^{4+} \leftarrow 4\text{Ta}^{5+} + \square$. В пегматитах Восточного Саяна касситерит содержит до 1,5 % изоморфного тантала, в пегматитах Бастарского поля (Индия) — до 0,9 % и в касситеритах двух африканских пегматитовых месторождений — 0,6 и 0,15 % тантала. Как видно из табл. 5.20, содержания Ta и Nb в изоморфной и минеральной формах в составе касситерита могут быть различными, но во всех случаях изоморфный тантал имеет место, в то время как ниобий может целиком находиться в составе минеральных включений. Заключение о широком проявлении изоморфной формы тантала в касситерите имеет как теоретическое, так и практическое значение, поскольку позволяет уточнить технологию извлечения тантала из шлаков [Shmakin, Wedepohl, 1995].

Из табл. 5.20 следует, что все минералы включений (бетафит, колумбит-танталит, микролит) содержат большое количество олова. В некоторых случаях оно так велико, что минерал приобретает соответствующее название: станнотанталит и Ta-Sn-бетафит.

В гипергенных условиях касситерит устойчив, в результате чего образуются россыпные месторождения олова, касситерит которых также обогащен танталом и ниобием.

Выводы

Минеральные ассоциации, количественные соотношения и особенности состава минералов (так же как и некоторые их физические свойства) являются индикаторами пегматитового процесса на любом уровне — от отдельного пегматитового тела до эволюционных рядов пегматитов. Наиболее информативны полевые шпаты и слюды, а также любые минералы переменного состава: турмалины, бериллы, гранаты, колумбит-танталиты и т.д.

Из элементов самыми универсальными индикаторами эволюции пегматитов служат редкие щелочи, таллий, в гораздо меньшей степени — Ba, Sr, Be, Sn, Mn, Ta и некоторые другие элементы.

Особенности состава минералов отражают интегральное влияние совокупности факторов, главными из которых являются следующие [Загорский, 1994]: принадлежность пегматитов к петалитовой или сподуменовской подформации, принадлежность пегматитов к тому или иному эволюционному ряду (геохимическая специализация), место пегматита в эволюционном ряду (степень его “зрелости”), место пегматита в жильной серии, место и время образования минерала в пегматитовом теле и региональные особенности пегматитовых провинций.

Глава 6

ГЕОХИМИЯ ПЕГМАТИТОВ

Геохимические исследования редкометалльных пегматитов тесно связаны с изучением их минералогии, и долгое время минеральный состав оставался практически единственным источником информации о химическом составе

пегматитов. Лишь во второй половине настоящего столетия, в связи с разведкой и вовлечением в сферу эксплуатации месторождений редких металлов, появились данные об элементном составе пегматитов, основанные на непосредственном их опробовании. Огромное количество геохимических материалов, рассеяных в многочисленных отчетах производственных геологических организаций, остается практически неиспользованным в связи с существовавшим завесом секретности.

Данные о валовом химическом составе пегматитовых тел крайне ограничены в связи с методическими трудностями, обусловленными крупно- и гигантозернистостью многих зон пегматитов и крайним непостоянством состава пегматитов в объеме жильных тел. В большинстве случаев о валовом составе пегматитов приходится судить по объемным соотношениям и составу отдельных минерально-парагенетических комплексов (зон).

Наиболее детально изучены пегматиты сподуменовый подформации и особенно комплексные редкометалльные пегматиты, с которыми связаны наиболее крупные месторождения редких металлов [Солодов, 1962, 1971; Гордиенко, 1970а; Филиппова, 1971; Макагон, Шмакин, 1988; Загорский, Кузнецова, 1990; и др.]. Пегматиты петалитовой подформации изучены гораздо слабее. Острым остается дефицит сведений о среднем составе пегматитов бериллиевого и литиевого эволюционных рядов петалитовой подформации, а также олово-тантал-литиевого и фосфор-тантал-литиевого рядов сподуменовый подформации.

В табл. 6.1—6.3 приведены данные о петрохимическом и редкоэлементном составе различных минеральных комплексов (зон) и пегматитовых тел в целом, представляющих разные геохимические ряды пегматитов.

6.1. ПЕТРОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

По петрогенному составу редкометалльные пегматиты наиболее близки лейкократовым гранитам пегматитоносных комплексов, отличаясь от них несколько более низкими содержаниями фемических компонентов. Многими авторами подчеркивается закономерное снижение величины отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ от простых (безрудных) ко все более сложным собственно редкометалльным пегматитам [Гордиенко, 1970а; Калита и др., 1972; Загорский, 1983б]. Однако данные табл. 6.1 показывают, что эта тенденция проявлена далеко не во всех пегматитовых полях, а иногда наблюдается даже обратная картина. Например, в Завитинском поле, где рост кремнекислотности от гранит-пегматитов и калишпат-альбитовых пегматитов к сподуменовым пегматитам происходит при относительно стабильном содержании Al_2O_3 . Повышенные содержания глинозема (более 16 %) характерны для комплексных пегматитов сподуменовый подформации. Поведение SiO_2 и Al_2O_3 в зональных пегматитовых телах подвержено резким колебаниям в связи с образованием участков, зон, линз, обогащенных кварцем либо слодами (табл. 6.2).

Как правило, наблюдается снижение содержаний фемических компонентов — Fe, Mg, Ca — от начальных к конечным членам эволюционных рядов пегматитов, от ранних к поздним минерально-парагенетическим комплексам. В некоторых полях, в наиболее богатых сподуменом пегматитах литиевого ряда, наблюдается не снижение, а возрастание по сравнению с безрудными пегматитами, содержаний Mg и Fe, входящих в качестве примесей в состав сподумена.

Таблица 6.1

Состав редкометалльных пегматитов

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	72,82	70,08	72,20	72,60	67,32	94,04	71,09	73,89	74,23	71,04	73,83
TiO ₂	0,03	0,02	0,07	0,01	Не обн.	0,01	0,01	Не обн.	0,01	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	15,38	16,20	15,80	15,19	15,96	2,32	15,58	15,63	15,12	16,15	15,20
Fe ₂ O ₃ *	1,73	0,75	0,76	0,99	0,54	0,67	0,61	0,94	1,04	1,65	1,31
MnO	0,07	0,01	0,06	0,03	0,01	0,01	0,03	0,04	0,06	0,05	0,03
MgO	0,31	0,09	0,41	0,20	0,16	0,08	0,30	0,16	0,08	Не обн.	<0,01
CaO	0,70	0,35	0,49	0,45	1,08	0,45	0,94	0,80	0,79	0,76	0,30
Na ₂ O	3,51	2,90	3,80	6,35	2,08	0,40	7,28	2,72	3,86	5,66	5,29
K ₂ O	3,63	8,40	2,94	3,12	11,45	1,36	1,97	3,10	1,50	2,70	3,13
P ₂ O ₅	0,29	0,08	0,43	0,12	0,51	0,02	0,36	0,14	0,25	Н.д.	0,14
H ₂ O	1,28	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	»	Н.д.
П.п.п.	Н.д.	0,47	1,67	0,70	0,90	0,23	0,80	0,94	1,09	1,27	0,71

Продолжение табл. 6.1

Оксид	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	72,57	72,32	74,22	72,36	72,67	73,12	72,60	74,00	74,10	75,90	74,35
TiO ₂	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	15,40	15,95	14,75	15,65	15,86	15,97	16,60	15,60	15,80	16,10	15,57
Fe ₂ O ₃ *	1,09	1,29	1,27	1,20	0,78	0,67	0,94	0,98	0,93	1,20	1,01
MnO	0,35	0,31	0,29	0,07	0,08	0,18	0,15	0,10	0,06	0,08	0,13
MgO	0,13	0,07	0,12	<0,02	0,03	0,01	0,04	0,04	0,02	0,05	0,02
CaO	0,23	0,40	0,51	0,29	0,15	0,16	0,28	0,24	0,19	0,18	0,21
Na ₂ O	5,40	8,30	4,95	5,09	4,93	6,67	7,15	5,32	6,37	2,30	6,16
K ₂ O	4,39	0,79	2,41	3,12	4,65	2,52	1,91	2,11	1,29	0,80	1,61
P ₂ O ₅	0,17	0,29	0,50	0,19	0,15	0,14	0,17	0,22	0,17	0,17	0,23
H ₂ O	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,51	0,42	0,27	0,66	0,88	0,58	0,38
П.п.п.	0,48	0,52	1,06	0,75	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.

Продолжение табл. 6.1

Оксид	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂	76,00	73,9	74,6	72,70	77,75	74,16	75,51	72,70	74,39	70,70	74,50
TiO ₂	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,02	0,01	Сл.	0,03	Не обн.	0,02	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	13,60	14,9	15,9	15,18	13,05	15,59	16,70	15,98	16,00	18,1	16,6
Fe ₂ O ₃ *	0,40	0,2	0,5	1,33	1,36	0,69	0,70	0,51	0,80	0,70	0,60
MnO	Н.д.	Н.д.	0,11	0,07	0,05	0,03	Сл.	0,09	Сл.	0,07	Сл.
MgO	0,2	»	0,16	Сл.	Сл.	Сл.	»	Не обн.	0,03	Сл.	»
CaO	0,6	0,4	0,2	0,72	0,33	0,46	0,24	0,72	0,84	0,40	0,28
Na ₂ O	4,9	3,5	3,9	5,81	3,54	5,92	2,76	4,23	1,14	4,31	3,98
K ₂ O	4,3	6,7	2,5	3,18	2,79	1,68	1,81	2,83**	3,73	2,23	1,68
P ₂ O ₅	Н.д.	Н.д.	0,11	0,53	0,22	0,29	0,24	0,45	1,00	1,59	0,24
H ₂ O	»	0,3	0,3	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,08	0,88	1,52	0,69	0,52
П.п.п.	»	Н.д.	Н.д.	0,41	0,22	0,75	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.

Оксид	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	70,62	70,86	70,75	67,41	73,54	74,57	72,97	75,11	73,08
TiO ₂	0,04	0,04	<0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	<0,01
Al ₂ O ₃	17,69	17,00	16,00	17,80	15,50	14,82	15,50	14,78	17,61
Fe ₂ O ₃ *	0,60	0,70	0,80	0,58	0,58	1,29*	1,18	1,13	0,44
MnO	0,03	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,04	0,04	0,20	0,10
MgO	0,28	0,03	»	»	»	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	0,65	1,12	0,34	0,15	0,17	0,64	0,52	0,39	0,20
Na ₂ O	4,84	7,41	6,56	2,83	1,89	3,52	3,66	2,85	4,53
K ₂ O	2,38*	1,38	5,19	8,13	2,35	4,19	5,64	4,99	2,80
P ₂ O ₅	0,90	0,94	0,26	1,32	0,57	0,07	0,02	0,08	0,11
H ₂ O	0,75	0,80	0,07	0,13	0,14	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
П.п.п.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,78	0,45	0,45	1,10

Примечание. 1—10 — петалитовая подформация: 1 — литневый ряд, Агаджанское, калишпат-петалит-альбитовый пегматит; 2, 3 — фосфор-тантал-литневый ряд, Александровское, петалит-монтебразит-калишпат-альбитовый пегматит (2 — зона блокового калишпата, 3 — лепидолит-альбитовая зона); 4—10 — комплексный (без поллуцита) ряд, Вишняковское, петалит-сподумен-калишпат-альбитовый пегматит (4 — зона "фарфоровидного" альбита, 5 — зона блокового калишпата, 6 — кварцевое ядро, 7 — зоны пластичатого альбита, 8 — кварц-сподуменовые участки, 9 — зона блокового калишпата, 10 — средний состав жил 1 и 2). 11—42 — сподуменовая подформация: 11—15 — тантал-бериллиевый ряд: Дурулгуевское (11 — гранит-пегматит, 12 — калишпат-альбитовый пегматит, 13 — существенно альбитовый пегматит (жила 2), 14 — кварц-мусковитовый комплекс, в том же теле; 15 — Кулиджинское, мусковит-калишпат-альбитовый пегматит); 16—25 — литневый ряд: 16—22 — Завитинское (16 — альбит-калишпатовый пегматит, 17 — альбитовый, 18—21 — породы, слагающие полосчатый сподумен-калишпат-альбитовый аплит-пегматит: 18 — альбитовый аплит, 19 — сподумен-альбитовый аплит, 20 — сподумен-калишпат-альбитовый "гранит", 21 — калишпат-альбит-сподуменовый пегматит; 22 — средний состав полосчатого сподумен-калишпат-альбитового пегматитового тела); 23—25 — Колмозерское (23 — калишпат-альбитовый пегматит, 24 — мусковит-калишпат-альбитовый пегматит, 25 — сподумен-калишпат-альбитовый пегматит); 26—28 — олово-тантал-литневый ряд, Бельское: 26 — альбит-калишпатовый пегматит, 27, 28 — мусковит-сподумен-калишпат-альбитовый пегматит (27 — кварц-мусковитовый, 28 — мусковит-кварц-клевеландитовый комплекс); 29 — Гольцовое, литневый ряд, сподумен-калишпат-альбитовый пегматит; 31—38 — комплексный (с поллуцитом) ряд: 31—33 — Гольцовое, сподумен-калишпат-альбитовый пегматит (31 — эддоконтактовая альбит-кварц-мусковитовая зона, 32 — промежуточная сподумен-калишпат-альбитовая зона, 33, 34 — центральная сподумен-калишпат-альбитовая с поллуцитом зона); 35—38 — Урижское, сподумен-калишпат-альбитовый пегматит (35 — эддоконтактовая кварц-альбитовая с мусковитом оторочка, 36 — промежуточная калишпат-альбитовая зона, 37 — промежуточная крупноблоковая калишпат-сподуменовая зона, 38 — центральная калишпат-сподуменовая с поллуцитом зона); 39—42 — комплексный (без поллуцита) ряд, Кангинское: 39 — гранит-пегматит, 40 — блоковый существенно калишпатовый пегматит, 41 — калишпат-альбитовый пегматит, 42 — лепидолит-сподумен-альбитовый пегматит. Источники: 1 — [Поля..., 1976]; 2—10, 26—29, 31—33, 35—38 — материалы В.М. Макагона; 11—15, 39—42 — материалы В.Е. Загорского; 16—22 — [Загорский, Кузнецова, 1990]; 23—25 — [Гордиенко, 1970а]; 30 и 34 — [Филиппова, 1971]. Одной звездочкой показано все железо как Fe₂O₃, двумя — сумма (K₂O + Rb₂O + Cs₂O).

Таблица 6.2

Средние содержания оксидов в жиле 3 Коктога и ее отдельных зонах [Рагс..., 1990], мас. %

Оксид	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IXк	IXм	Жила в целом
SiO ₂	79,73	65,59	67,18	81,09	71,79	75,90	67,86	55,15	98,61	63,50	74,00
TiO ₂	0,05	0,04	0,04	0,04	0,08	0,04	0,04	Не обн.	0,04	0,01	0,05
Al ₂ O ₃	11,69	18,34	16,50	9,74	15,57	14,44	18,84	22,15	0,43	18,40	14,05
Fe ₂ O ₃	1,55	0,42	0,94	0,97	0,15	0,13	0,29	0,26	0,20	1,00	0,76
FeO	0,54	0,34	0,44	0,52	1,02	1,40	0,61	0,62	0,54	0,48	0,63
MnO	0,13	0,04	0,40	0,46	0,08	0,12	0,10	0,42	0,05	0,02	0,22
MgO	0,53	0,54	0,97	0,83	0,71	1,01	1,01	0,13	0,30	Не обн.	0,75
CaO	0,42	0,41	0,35	0,44	0,14	0,28	0,28	0,20	Сл.	0,12	0,34
Na ₂ O	2,42	5,32	2,44	2,44	5,20	2,73	4,66	3,94	0,17	1,48	3,34
K ₂ O	2,02	7,70	8,98	2,11	0,83	0,63	3,82	6,88	Сл.	14,45	3,76
Li ₂ O	0,05	0,26	0,06	0,14	1,86	2,06	1,14	2,57	0,04	0,07	0,61
H ₂ O	0,97	0,53	0,35	0,62	0,61	0,61	0,86	1,40	0,12	Не обн.	0,60
P ₂ O ₅	0,48	0,36	0,36	0,34	0,12	0,12	0,16	0,07	0,05	0,35	0,30
Другие	0,04	0,26	0,11	0,23	0,82	0,82	1,84	4,86	0,08	0,70	0,34
Сумма а...	100,62	100,15	99,12	99,97	98,98	100,29	101,51	98,65	100,63	100,58	99,75

Примечание. Зоны: I — графическая и неспрографическая кварц-калишпатовая, II — сахаровидного альбита, III — массивного калишпата, IV — мусковит-кварцевая, V — сподумен-клевеландитовая, VI — сподумен-кварцевая, VII — мусковит-альбитовая, VIII — альбит-лепидолитовая, IX — массивного кварца с блоками калишпата (к — калишпат, м — мусковит).

Иное поведение характерно для марганца, входящего вместе с железом в гранаты, турмалины, слюды, фосфаты и тантало-ниобаты. В ходе пегматитового процесса соотношение Mn и Fe в перечисленных минералах изменяется в пользу первого. В итоге часто наблюдается заметное обогащение марганцем наиболее редкометалльных пегматитовых тел.

Как известно, геохимия пегматитового процесса в первую очередь определяется щелочами [Гинзбург, 1960]. От начальных к конечным членам любых эволюционных рядов наблюдается постепенное возрастание роли натрия относительно калия. Однако поведение этих элементов в процессе становления пегматитовых тел очень сложно. Тенденция разделения K и Na, отмеченная в гл. 3 для пегматоидных гранитов и гранит-пегматитов, резко усиливается в пегматитах, достигая апогея в наиболее “зрелых” типах. Это проявляется в образовании в пегматитах зон (полос, участков), резко различающихся по соотношению натриевых (плагиоклазы) и калиевых (калишпат, слюды) минералов. В одних случаях внешние зоны тел представлены существенно кварц-калишпатовым графическим пегматитом, за которым может следовать зона блокового калишпата, тогда как во внутренних частях преобладают парагенезисы альбита с кварцем, слюдами, литиевыми алюмосиликатами. Таковы, например, некоторые комплексные пегматиты типа жилы 3 Коктогайского месторождения. Количество K_2O и Na_2O в различных зонах этого тела изменяется более чем на порядок (см. табл. 6.2). В комплексных пегматитах петалитовой подформации во внешних зонах, как правило, превалирует альбит, а зоны блокового калишпата и участки с повышенным количеством слюд тяготеют к внутренним частям тел. В протяженных пологозалегающих пегматитовых телах неравномерное, контрастное распределение щелочей наблюдается не только вкрест, но и по простиранию пегматитовых тел, одни части которых могут быть обогащены калием, а другие — натрием. Резкое снижение содержания щелочей — как калия, так и натрия — наблюдается в кварцевых ядрах и наиболее богатых сподуменом либо петалитом зонах (см. табл. 6.1, 6.2).

6.2. ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ

Традиционно считается, что пегматиты вообще, а редкометалльные в особенности, обогащены летучими компонентами по сравнению с гранитами. Однако реально наблюдаемые уровни содержания летучих компонентов в пегматитах скорее противоречат этим представлениям, чем подтверждают их.

Вода в пегматитовых телах и отдельных минеральных комплексах (зонах) отмечается в калишпате от $<0,1$ до $1,5\%$, редко превышая 1% (см. табл. 6.1). Концентрируется в основном в слюдах, содержится в берилле, апатите, монтебразите, турмалине, топазе, а также во флюидных включениях в минералах. Наиболее богаты водой обогащенные мусковитом минеральные комплексы, в том числе и эндоконтактные оторочки, а наиболее бедны зоны блокового кварца и некоторые кварц-альбитовые агрегаты. В блоковых калишпатовых, малослюдистых калишпат-альбитовых зонах, а иногда и в жилах в целом содержание воды, как правило, ниже, чем в пегматитоносных гранитах и гранит-пегматитах, но оно обычно возрастает в конечных членах эволюционных рядов. Пегматиты фтор-тантал-литиевого, фосфор-тантал-литиевого и комплексного эволюционных рядов более богаты водой по сравнению с тантал-бериллиевыми и литиевыми пегматитами. Наиболее “сухими” являются литиевые сподуменовые пегматиты.

Фтор — важный компонент редкометалльных пегматитов, активно влияющий на поведение многих редких элементов и, несомненно, предопределяющий образование специфических топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов, в которых топаз и лепидолит являются порообразующими минералами. Кроме того, в пегматитах фтор связан с флюоритом, амблигонитом-монтебразитом, мусковитом, турмалином, апатитом.

В топаз-лепидолит-альбитовых пегматитах Хух-Дель-Ула валовое содержание фтора достигает 2,5 %, превосходя количество H_2O (см. табл. 6.1, 6.3). Подобные соотношения H_2O и F отмечаются иногда и в поздних, богатых лепидолитом, минеральных ассоциациях в комплексных пегматитах, особенно в петалитовой подформации.

Судя по минеральному составу, повышенные валовые содержания фтора характерны для фосфор-тантал-литиевых пегматитов петалитовой подформации, например в Александровском поле.

В пегматитах сподуменовый подформации валовые содержания фтора редко превышают 0,1 %. Наиболее бедны этим элементом тантал-бериллиевые пегматиты. Примечательно, что в полях с тантал-бериллиевой и литиевой специализацией “рудные” пегматиты содержат меньше фтора, чем пегматитоносные лейкограниты и гранит-пегматиты [Загорский, Кузнецова, 1990]. В пегматитовых телах ранние обогащенные мусковитом эндоконтактные оторочки часто обогащены фтором по сравнению со следующими за ними по времени образования зонами.

Фосфор концентрируется в апатите, амблигоните-монтебразите, литиофилите-трифиллине и других фосфатах, а также входит в состав полевых шпатов и турмалинов. Наиболее богаты фосфором пегматиты фосфор-тантал-литиевого ряда, а также некоторые монтебразитсодержащие тела комплексных пегматитов. Отдельные зоны в жилах комплексных пегматитов содержат до 1,5 % P_2O_5 (см. табл. 6.1). В тантал-бериллиевых и литиевых сподуменовых пегматитах количество P_2O_5 обычно превышает 0,3 %. Относительно повышенные значения фосфора наблюдаются в эндоконтактных зонах некоторых тел, например, в жиле 3 Коктогайского месторождения (см. табл. 6.2), но чаще в центральных зонах, содержащих литиевые фосфаты.

Бор в редкометалльных пегматитах связан практически только с турмалином. В тантал-бериллиевых и литиевых сподуменовых пегматитах содержания бора близки к таковым в пегматитоносных гранитах либо ниже их и не превышают 40 г/т (см. табл. 6.3). Лишь отдельные локальные участки пегматитовых тел могут быть обогащены турмалином и соответственно бором — вплоть до “ураганных” концентраций, мало сказывающихся на валовом содержании элемента в телах.

В пегматитах комплексного и олово-тантал-литиевого рядов значительно возрастает дисперсия количеств бора, а среднее его содержание примерно на порядок выше по сравнению с тантал-бериллиевыми и литиевыми пегматитами. Резко обогащены бором продуктивные зоны комплексных пегматитов с цветными турмалинами. Значительно обогащены бором пегматиты Александровского поля. Здесь в лепидолит-альбитовой с турмалином зоне содержание бора достигает 0,72 %. Но абсолютными “чемпионами” по валовым концентрациям бора, несомненно, являются пегматиты фтор-тантал-литиевого ряда, в которых количество турмалина в отдельных жилах достигает 15 %. Таким образом, можно констатировать, что бор, так же как и фтор, более характерен для петалитовой, чем для сподуменовый подформации пегматитов.

Хлор и уголекислота содержатся в редкометалльных пегматитах в незначительных количествах. Однако результаты изучения флюидных включений в минералах и анализ водных вытяжек из кварца (см. табл. 5.3) свидетельствуют, что эти компоненты играли важную роль при формировании редкометалльных пегматитов. Особенно это заметно на начальных этапах образования пегматитов сподуменовый подформации [Макагон, 1974; Загорский и др., 1992]. В последних именно высоким содержанием уголекислоты обеспечивалось повышенное давление летучих.

Данные о геохимии хлора в редкометалльных пегматитах ограничены. В петалитовых пегматитах слюды содержат 0,03—0,15 % Cl [Макагон, Таусон, 1979], а в мусковитах из сподуменовых пегматитов его концентрации достигают 0,3—0,45 %, что сопоставимо с таковыми для F [Загорский, Кузнецова, 1990]. Полученные авторами в последнее время данные показывают, что, как правило, количество Cl в слюдах и валовые его содержания в пегматитах очень близки и редко превышают 0,08—0,1 %. Следовательно, и в кварц-полевошпатовой фракции пегматитов уровни значений Cl должны быть близки таковым в слюдах и пегматитах в целом.

6.3. РЕДКИЕ ЩЕЛОЧИ

Редкие щелочи определяют геохимическую и рудную специализацию большинства редкометалльных пегматитов и являются наиболее информативной группой элементов при изучении эволюции пегматитового процесса.

Вариации содержаний редких щелочей в пегматитах очень велики (табл. 6.3) и достигают для Rb двух, а для Li, Cs трех порядков, составляя в этих случаях конкуренцию калию и натрию.

Литий имеет наибольшее количество минералов-носителей и концентраторов. Кроме собственных минералов — сподумена, петалита, эвкрипитита, амблигонита-монтебразита, лепидолита и др. — он рассеивается в полевых шпатах и мусковитах, а также в значительных количествах входит в берилл и турмалин. Количество Li в наиболее богатых сподуменом и петалитом зонах достигает 1,5—2 %. Но валовое его содержание в пегматитовых телах редко превышает 1 %.

Сподуменовые пегматиты литиевого ряда имеют практически однометалльную геохимическую специфику, а в пегматитах других эволюционных рядов Li выступает в качестве рудного элемента совместно с Rb, Cs, Ta, Be, Sn и лишь в пегматитах тантал-бериллиевого ряда он наряду с Rb и Cs является второстепенным элементом. Здесь его содержание даже в наиболее богатых редкими металлами пегматитовых телах не превышает 300—400 г/т.

Отдельные богатые сподуменом зоны в пегматитах комплексного типа могут конкурировать по количеству Li с их аналогами в пегматитах литиевого ряда, но в целом последние богаче этим элементом. Высокое содержание Li (около 0,5 %) свойственно также топаз-лепидолит-альбитовым пегматитам, но в связи с малыми размерами тел они не могут составить конкуренцию сподуменовым пегматитам.

В редкометалльных пегматитовых полях любой геохимической специализации обычно наблюдается накопление лития от начальных к конечным членам эволюционных рядов, а в пегматитовых телах — в большинстве случаев — от ранних к поздним минеральным комплексам (зонам). Это характерно для четко зональных пегматитовых тел. Однако в пегматитах литиевого ряда сподуменовый подформации, где сподумен является раннемагматическим

Таблица 6.3

Содержание редких элементов, бора и фтора в пегматитах, г/т

Элемент	1	2	3	4	5	7	8	9	10	10а	10б	11	12
Li	Н.д.	51	3278	280	250	260	9770	11020	1231	44	5827	40	116
Rb	495	4229	4230	1940	12180	2520	1940	1520	3300	227	2126	274	422
Cs	19	139	1110	130	1040	255	260	470	245	9	356	7,0	17
Be	Н.д.	Н.д.	Н.д.	70	90	230	100	140	Н.д.	23	345	6,7	167
Sn	»	»	»	120	20	130	40	100	»	27	376	30	26
Ta	17	»	»	60	80	380	100	90	»	27	135	6,0	6,2
Nb	14	»	»	30	20	85	40	50	»	29	140	38	10
Zr	Н.д.	»	»	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	»	40	135	45	11
Hf	»	»	»	»	»	»	»	»	»	2,9	6,0	3,9	1,1
Tl	»	»	»	5,0	170	11	»	»	»	Н.д.	Н.д.	3,3	3,1
Ba	»	»	»	87	130	65	»	»	»	130	131	35	75
Sr	»	»	»	Н.д.	120	25	»	»	»	30	109	22	36
Pb	»	»	»	»	9,2	Н.д.	»	»	»	15	14	25	20
Zn	»	»	»	»	Н.д.	»	»	»	»	30	25	49	60
B	»	»	880	»	»	»	»	»	»	Н.д.	Н.д.	25	16
F	»	»	Н.д.	7200	»	»	»	»	»	1900	23800	1125	260
K/Rb	61	16	5,8	13,4	7,8	6,2	13,2	26,4	7,0	144	16,4	95	104
Rb/Cs	26	30	3,8	15	12	10,0	7,5	3,2	13	25	6,0	39	25
Ta/Nb	Н.д.	Н.д.	Н.д.	2,0	4,0	4,5	2,5	1,8	Н.д.	8,8	0,98	0,16	0,62

Продолжение табл. 6.3

Элемент	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Li	93	283	49	106	184	269	3190	1390	13150	3380	14	46	6020	13
Rb	156	470	744	610	583	569	557	404	220	420	64	193	2100	983
Cs	17	28	67	31	39	31	42	25	40	28	28	47	94	86
Be	167	140	90	24	81	262	50	78	220	90	Н.д.	Н.д.	Н.д.	69
Sn	35	100	149	30	65	36	98	96	136	110	32	160	276	380
Ta	86	28	185	16	39	47	46	62	44	Н.д.	25	49	57	Н.д.
Nb	83	16	90	53	77	91	69	302	125	»	35	35	42	»
Zr	47	8,0	31	15	32	30	35	28	58	»	Н.д.	Н.д.	Н.д.	»
Hf	4,5	0,5	1,8	1,0	2,2	1,9	2,0	0,6	1,3	»	»	»	»	»
Tl	2,5	5,0	5,3	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	»	»	»	»	»
Ba	24	27	88	30	41	26	36	25	25	32	»	»	»	3,4
Sr	93	80	56	20	36	62	174	25	52	87	»	»	»	59
Rb	4,0	6,0	27	54	92	10	7,5	3,3	4,5	3,2	»	»	»	42
Zn	72	96	60	32	15	58	51	85	58	110	»	»	»	13
B	41	37	40	16	22	28	23	39	28	20	»	»	»	160
F	367	530	780	600	700	900	1000	900	900	800	»	»	»	>500
K/Rb	63	43	38	63	44	28	31	26	30	32	557	288	9,9	700
Rb/Cs	9,2	17	11	20	15	18	13	16	5,5	25	2,3	4,1	11,5	32
Ta/Nb	1,0	1,75	2,1	0,30	0,51	0,52	0,67	0,21	0,35	Н.д.	0,71	1,4	1,4	Н.д.

Окончание табл. 6.3

Элемент	27	28	29	31	32	33	35	36	37	38	39	40	41	42
Li	28	80	12270	498	7376	6080	148	74	5781	11760	138	101	121	9000
Rb	540	770	873	4517	3483	2138	1255	4758	4517	4496	340	720	692	2170
Cs	10	51	175	425	550	6600	78	395	340	13200	12	19	23	460
Be	20	110	83	330	50	70	180	7,0	35	110	5,0	Н.д.	Н.д.	160
Sn	470	>1000	29	>5000	510	790	1100	25	66	77	20	31	90	545
Ta	70	240	35	1280	62	225	140	86	36	150	4,6	10	15	125
Nb	120	346	70	825	54	95	95	40	12	55	2,5	1,6	61	33
Zr	Н.д.	Н.д.	Н.д.	95	20	20	20	30	50	10	30	2,0	13,5	18
Hf	»	»	»	5,4	1,5	0,2	0,9	0,6	0,8	1,0	1,4	0,2	1,35	3,1
Tl	<2	4,2	<2	29	15	17	6,8	43	7,9	47	2,1	1,6	2,4	15
Ba	66	28	26	70	26	26	85	87	50	160	36	60	14	35
Sr	34	32	18	35	25	22	36	55	80	55	38	50	20	25
Rb	4,4	2,5	11	5,1	8,4	14	8,7	15	18	12	42	32	14	12
Zn	36	45	200	95	67	79	22	28	<10	<10	46	30	50	Н.д.
B	170	16	>500	280	40	25	240	490	270	60	150	Н.д.	135	250
F	1250	850	400	1100	850	500	900	250	650	700	Н.д.	»	Н.д.	Н.д.
K/Rb	45	26	17	6,9	5,3	6,5	9,1	9,1	15	4,3	84	67	33	22
Rb/Cs	54	15	5,0	11	6,3	0,32	16	12	14	0,34	28	38	30	4,7
Ta/Nb	0,58	0,69	0,5	1,55	1,15	2,4	1,6	2,15	3,0	3,1	0,18	0,62	0,25	3,8

Примечание. 10с—10н — пегматиты Хук-Дель-Уил [Владимир и др., 1974] фтор-таптал-литиевого ряда (10с — шери-мусковит-альбитовый, 10н — топаз-исидоклит-элиманит-альбитовый); ост. №/лн см. в табл. 6.1.

минералом, высокое содержание Li фиксируется в любых частях пегматитовых тел, особенно при их полосчатом внутреннем строении. Например, на Завитинском месторождении кривая распределения Li по мощности пегматитовых тел имеет пилообразный вид в связи с чередованием бессподуменных кварц-альбитовых пород со сподуменсодержащими аплитовыми, гранитовидными и грубозернистыми разновидностями пород; последние, как правило, более богаты Li по сравнению со сподуменовыми "аплитами" и "гранитами" (табл. 6.3).

Рубидий и цезий во многом ведут себя аналогично литию. Эти элементы также накапливаются в ходе пегматитового процесса, но промышленных концентраций достигают только в комплексных пегматитах. Рубидий не образует собственных минералов, рассеиваясь в калиевых полевых шпатах и слюдах. В последних концентрации Rb столь высоки, что выделяются их рубидиевые разновидности. Цезий также входит в значительных количествах в калишпат и слюды, особенно в лепидолит (см. гл. 5), но, кроме того, образует собственный минерал-поллуцит.

Наиболее низкими содержаниями Rb и Cs характеризуются пегматиты в полях с тантал-бериллиевой и однометальной литиевой специализацией в обеих подформах — менее 600 г/т Rb и менее 100 г/т Cs. В комплексных пегматитах концентрации Rb и Cs на порядок выше, а в отдельных зонах достигают 1,5 %. В меньшей степени обогащены рубидием и цезием фосфор-тантал-литиевые и фтор-тантал-литиевые пегматиты — в связи с высокими содержаниями этих элементов в калишпатах и слюдах. Отношения K/Rb в них столь же низкие, как и в комплексных пегматитах.

Для Rb и Cs характерна четкая положительная корреляция, однако максимумы их содержания в зонах комплексных пегматитов часто не совпадают. У цезия он, естественно, приходится на участки анхимоминерального поллуцита и поздний поллуцитсодержащий сподумен-калишпат-альбитовый комплекс, где отношение Rb/Cs снижается до 0,3. Максимальное количество Rb часто фиксируется в зонах и участках с большим количеством калишпата и слюд, в том числе и в эндоконтактных оторочках жил. Так, на Вишняковском месторождении наиболее богаты рубидием зоны блокового Кпш (1,2 %) и участки мусковитового состава (2,1 %), а в других зонах его содержания составляют 0,15—0,25 %.

Н.Л. Солодовым было показано, что в комплексных зональных пегматитах имеются два максимума Rb — в зоне блокового Кпш и в центральной лепидолитсодержащей зоне, разделенных кварц-альбитовой зоной с низким Rb. Содержание же Cs закономерно возрастает от контактов жил к их центру [Солодов, 1962]. В слабодифференцированных пегматитах, сформировавшихся в условиях неспокойной тектонической обстановки, распределение Rb и Cs гораздо более равномерное, причем наиболее высокие их концентрации характерны для сподумен-калишпат-кварц-альбитового комплекса.

Как отмечалось в гл. 5, на Вишняковском месторождении Кпш верхнего "этажа" пологозалегающей жильной серии обогащены Rb и Cs по сравнению с Кпш нижнего "этажа". Эта же закономерность сохраняется и для пегматитов в целом.

В пегматитах любой геохимической специализации, кроме собственно литиевой, наблюдается опережающее накопление пегматитами Cs относительно Rb в ходе пегматитового процесса, которое наиболее контрастно проявляется в комплексных поллуцитонесущих пегматитах. В полях же сподуменных пегматитов от начальных к конечным членам эволюционного ряда отношение Rb/Cs, наоборот, возрастает (см. табл. 6.3), что свойственно и калишпатам.

6.4. ТАНТАЛ, НИОБИЙ, БЕРИЛЛИЙ, ОЛОВО

Наряду с редкими щелочами данные элементы определяют геохимическую специализацию редкометалльных пегматитов.

Тантал и ниобий, по данным Н.А. Солодова [1969], имеют кларки для не промышленных редкометалльных пегматитов 25 и 35 г/т, а для группы промышленных пегматитов — 94 и 71 г/т соответственно. Минералами-носителями и концентраторами Та и Nb являются танталит-колумбиты, тапиолит, микролит, воджинит, симпсонит, танталсодержащий касситерит и другие рудные минералы. Кроме того, они содержатся в слюдах — мусковите и лепидолите.

Наиболее низкие содержания Та и Nb характерны для пегматитов литиевого ряда сподуменовый подформации — в 1,5—2 раза ниже кларков для промышленных редкометалльных пегматитов. В пегматитах с тантал-бериллиевой и фтор-тантал-литиевой специализацией содержания Та и Nb близки либо незначительно превышают кларки для промышленных редкометалльных пегматитов, а наиболее обогащены этими элементами комплексные пегматиты (см. табл. 6.3).

От начальных к конечным членам эволюционных рядов и от ранних к поздним минеральным комплексам в пегматитах содержания Та и в меньшей степени Nb последовательно возрастают, при этом соотношение их изменяется в пользу Та. Наиболее высокое Та/Nb отношение (2—4,5) характерно для комплексных пегматитов. В топаз-лепидолит-альбитовых пегматитах оно близко к 1, а в литиевых пегматитах обычно меньше 1. Примечательно, что мусковитсодержащие эндоконтактные оторочки комплексных пегматитов сподуменовый подформации часто значительно обогащены Та (до 1300 г/т) и Nb (до 800 г/т) — даже в большей степени, чем поздние поллцитоносные комплексы. Высокое содержание в них олова свидетельствует в пользу вероятной связи Та и Nb с касситеритом.

На примере нескольких хорошо разведанных пегматитовых жил альбитового и калишпат-альбитового составов Н.А. Солодов [1962] установил, что по мере удаления от зальбаидов к центру жил содержание Та возрастает, а Nb несколько снижается.

В плитообразных асимметрично-зональных жилах Вишняковского месторождения зоны блокового Кпш, блокового петалита, “фарфоровидного” альбита и участки кварц-сподуменовый состава близки по содержаниям Та и Nb, тогда как зоны пластинчатого альбита, а также обогащенные слюдами участки тел резко обогащены этими элементами, причем во всех зонах Та преобладает над Nb.

Бериллий в количестве более 80 г/т присутствует в конечных членах любого эволюционного ряда редкометалльных пегматитов (см. табл. 6.3), причем по валовому содержанию этого элемента существенной разницы между пегматитами с различной геохимической специализацией не устанавливается.

В ряду от гранит-пегматитов к собственно редкометалльным пегматитам содержание Be возрастает на порядок. Различия между минеральными комплексами в пределах одного тела также могут быть весьма существенными. В наибольшей степени это характерно для пегматитов с литиевой и комплексной специализацией. В пегматитах тантал-бериллиевого ряда содержание Be гораздо более устойчиво. Повышенные его концентрации часто отмечаются в альбитовых и сподумен-альбитовых зонах. Значительное количество “рудоразборного” берилла отмечается в зонах блокового кварца и калишпата в пегматитовых телах с преобладанием калишпата над альбитом. Следует от-

метить также обогащенность бериллием топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов поля Хух-Дель-Ула (345 г/т), тогда как в эльбаит-лепидолит-альбитовых жилах его содержание на порядок ниже.

Главенствующую роль в балансе Ве в редкометалльных пегматитах играет берилл, другие его собственные минералы (фенакит, бертрандит, эвклаз, гельвин) очень редки, а уровень содержания Ве в пороодообразующих минералах низок.

Олово — характерный минерал редкометалльных пегматитов, но наиболее высокие его концентрации связаны с тантал-олово-литиевыми и комплексными пегматитами сподуменовый подформации. В тантал-бериллиевых и собственно литиевых сподуменовых пегматитах содержание Sn варьирует в интервале 30—110 г/т.

Главным минералом-концентратором и носителем Sn является касситерит. Кроме того, оно концентрируется в воджините, танталите, колумбите, иксиолите и других рудных минералах, а также в слюдах, главным образом в мусковите. В ряду от простых (безрудных) к собственно редкометалльным пегматитам происходит накопление Sn на порядок и более. В пегматитовых же телах ранние внешние зоны, в том числе эндоконтактные кварц-альбит-мусковитовые оторочки, часто обогащены оловом в большей степени, чем продуктивные редкометалльные зоны (см. табл. 6.3). В них содержание Sn более 0,1 % не является редкостью. В целом наблюдается тесная связь Sn с обогащенными мусковитом минеральными комплексами.

6.5. ПРОЧИЕ РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В эту группу включены Tl, Pb, Zn, Ba, Sr, Zr, Hf и редкоземельные элементы (РЗЭ).

Таллий подобно рубидию не образует собственных минералов в пегматитах, рассеиваясь в полевых шпатах и слюдах. В своем поведении Tl следует за Rb и Cs, накапливаясь к концу пегматитового процесса. Повышенные его концентрации (более 10 г/т) характерны только для комплексных пегматитов. Наиболее высокое содержание таллия (170 г/т) установлено в зоне блокового Кпш в пегматитах Вишняковского месторождения (петалитовая подформация), а среди комплексных пегматитов сподуменовый подформации — в крупноблоковой калишпат-сподуменовый зоне одного из зональных пегматитовых тел в Урикском поле Восточного Саяна (74 г/т). По данным В.М. Макагона [Макагон, Шмакин, 1988], развитие метасоматических кварц-альбитового и кварц-мусковит-альбитового комплексов в пегматитах сопровождается выносом таллия.

Свинец в пегматитах концентрируется главным образом в калишпате. Валовое его содержание в пегматитах колеблется от 2 до 92 г/т. Устанавливается его отчетливое снижение от безрудных к собственно редкометалльным парагенетическим типам пегматитов: от 20—25 до 4 г/т в пегматитах тантал-бериллиевого ряда и от 92 до 3,5 г/т в пегматитах литиевого ряда сподуменовый подформации.

В комплексных пегматитах Восточного Саяна содержание Pb изменяется от 2,5—5,1 г/т в обогащенных мусковитом зонах до 15—18 г/т в калишпат-альбитовых и сподумен-калишпат-альбитовых минеральных ассоциациях. Данные для пегматитов петалитовой подформации очень ограничены. В зоне блокового калишпата в пегматитах Вишняковского месторождения содержится 9 г/т, а в топаз-лепидолит-альбитовых пегматитах поля Хух-Дель-Ула — 14 г/т Pb.

Цинк в пегматитовом процессе ведет себя противоположно Рb [Шмакин и др., 1979]. В полях тантал-бериллиевой и литиевой специализации наблюдается обратная корреляция между этими элементами. В Завитинском поле сподуменовые пегматиты обогащены цинком в 5—7 раз по сравнению с безрудными двуполевошпатовыми и альбитовыми пегматитами (см. табл. 6.3). Повышенное содержание Zn фиксируется и в сподуменовых пегматитах Восточного Саяна (до 200 г/т). В комплексных пегматитах содержание Zn ниже — 20—80 г/т, причем в отчетливо зональных телах наблюдается его снижение от внешних к наиболее продуктивным внутренним редкометалльным зонам. Обогащены цинком пегматиты фтор-тантал-литиевого ряда (25—30 г/т).

Барий и стронций в редкометалльных пегматитах присутствуют в малых количествах по сравнению с мусковитовыми пегматитами: Ва варьирует от 14 до 180 г/т, а Sr — от 20 до 120 г/т (см. табл. 6.3), что перекрывает интервал содержания этих элементов в лейкогранитах пегматитоносных комплексов. Поскольку Ва связан преимущественно с калишпатами, а Sr — с плагиоклазами, от безрудных существенно калишпатовых к редкометалльным пегматитам и зонам с преобладанием альбита происходит незначительное снижение содержаний Ва и накопление Sr.

Распределение Ва в пределах пегматитовых тел практически полностью контролируется уровнем его содержания в Кпш и количеством последнего в различных частях тел. В петалитовых пегматитах Восточного Саяна наиболее высокое содержание Ва фиксируется в зонах блокового Кпш и “фарфоровидного” альбита. Как уже отмечалось в предыдущей главе, Кпш в этих пегматитах резко обогащался барием в процессе перекристаллизации, упорядочения его структуры и альбитизации на послемагматическом этапе. Аналогичная особенность поведения Ва установлена и для комплексных пегматитов сподуменовой подформации в этом регионе, хотя и не в столь ярко выраженном виде [Макагон, Шмакин, 1988].

Наиболее богатые поллуцитом комплексные альбит-калишпатовые со сподуменом и лепидолитом пегматиты Кольского полуострова обогащены барием и в еще большей степени — стронцием по сравнению с литиевыми сподумен-альбит-калишпатовыми пегматитами региона [Гордиенко и др., 1978]. Однако в Восточном Саяне это справедливо лишь в отношении отдельных пегматитовых тел. Удивительно высоки уровни содержаний Ва (131 г/т) и Sr (86—109 г/т) в пегматитах фтор-тантал-литиевого ряда [Владыкин и др., 1974].

На характер распределения Sr в пегматитах большое влияние оказывает их возраст в связи с образованием ^{87}Sr при радиоактивном распаде изотопа ^{87}Rb . Как указывалось в гл. 5, в докембрийских пегматитах, обогащенных рубидием, доля радиогенного стронция значительно превосходит исходное содержание этого элемента в калишпатах и слюдах. Это вносит весьма существенные коррективы в картину распределения Sr в пегматитах [Гордиенко и др., 1978; Макагон, Шмакин, 1988].

Цирконий и гафний в максимальных содержаниях установлены в топаз-лепидолит-альбитовых и эльбаит-лепидолит-альбитовых пегматитах поля Хух-Дель-Ула: 135 и 6 г/т соответственно. В остальных типах редкометалльных пегматитов, независимо от их геохимической специализации, содержания этих элементов редко выходят за пределы 10—50 г/т Zr и 0,5—4,5 г/т Hf, что близко к таковому в лейкогранитах пегматитоносных комплексов (см. табл. 3.4, 3.5). Устойчивых закономерностей в поведении Zr и Hf в зависимости от минерального состава пегматитовых тел в целом и слагающих их минеральных комплексов не установлено.

Спектры редкоземельных элементов в редкометалльных пегматитах сподуменовой подформации, г/т

№ п/п	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Yb	Y	Σ TR	Eu/Eu*
1	3,4	4,0	2,3	0,72	0,04	0,5	Не обн.	0,15	0,08	11,19	0,20
2	2,0	2,9	1,6	0,3	0,14	0,3	»	0,19	2,0	10,43	1,47
3	0,18	0,24	0,22	Не обн.	0,03	Не обн.	»	0,05	0,57	1,29	Н.д.
4	0,90	1,40	0,09	»	0,02	»	»	0,04	0,24	2,69	0,63
5	2,3	3,4	1,8	0,5	0,1	0,7	»	0,19	3,3	12,29	0,54
6	0,84	1,6	0,54	0,28	0,03	0,18	»	0,09	0,82	4,38	0,40
7	1,4	1,6	1,0	0,38	0,09	Не обн.	»	0,22	1,7	6,39	Н.д.
8	21,0	19,0	20,0	2,1	0,12	1,6	»	0,19	3,0	67,01	0,20
9	4,7	7,1	4,0	0,8	0,13	Не обн.	0,25	2,0	14,0	32,98	Н.д.
10	0,60	0,60	0,40	0,15	0,04	»	Не обн.	0,02	0,47	2,28	»
11	3,3	5,2	3,0	0,68	0,14	0,7	0,7	0,24	3,3	17,26	0,65
12	0,68	1,1	0,43	0,20	0,03	Не обн.	Не обн.	0,05	0,43	2,92	Н.д.
13	3,7	4,4	Н.д.	0,40	0,13	»	»	0,13	2,0	10,76	»
14	1,2	1,6	0,88	0,33	0,07	»	»	0,06	0,70	4,84	»
15	0,72	1,2	0,45	0,21	0,06	»	»	0,05	0,62	3,31	»

Примечание. 1—4 — пегматиты, Завитинское, литиевый ряд: 1 — неравнозернистый кварц-альбитовый со сподуменом, 2 — аплитовидный кварц-альбитовый, 3 — аплитовидный сподумен-кварц-альбитовый, 4 — крупнозернистый сподумен-калишпат-кварц-альбитовый; 5—7 — тантал-берилловый ряд: 5 — Кулиджинское, неравнозернистый калишпат-кварц-альбитовый; 6, 7 — Дурулгуевское (6 — гранит-пегматит, 7 — кварц-альбитовый сахаровидный); 8—10 — комплексный (без поллуцита) ряд: 8 — Седловское, сподумен-лепидолит-кварц-альбитовый; 9, 10 — Кангинское (9 — гранит-пегматит, 10 — кварц-альбитовый с лепидолитом и сподуменом); 11—15 — комплексный (с поллуцитом) ряд: 11, 12 — Урижское, сподумен-калишпат-альбитовый с поллуцитом (11 — эддоконтактовая кварц-альбитовая с мусковитом оторочка, 12 — центральная калишпат-сподуменовая с поллуцитом зона); 13—15 — Гольцовое, сподумен-калишпат-альбитовый: 13 — эддоконтактовая альбит-кварц-мусковитовая зона, 14 — промежуточная сподумен-кварц-альбитовая зона, 15 — центральная калишпат-сподуменовая с поллуцитом зона.

Метод анализа — химико-спектральный. Σ TR включает лантаноиды и иттрия. Источники: 1—10 — [Загорский, Смирнова, 1985]; 11—15 — материалы В.М. Макагова.

Редкие земли. Редкометалльные пегматиты исключительно бедны редкоземельными элементами. Их суммарные содержания редко превышают 10 г/т (табл. 6.4), что на порядок и более ниже, чем в пегматитоносных лейкогранитах. При этом легкие лантаноиды всегда преобладают над суммой тяжелых лантаноидов и иттрия, а европиевый минимум в ряде случаев отсутствует. Относительно повышенное содержание редких земель установлено лишь в полях комплексного типа, где ими обогащены специфические зоны или участки пегматитов со значительным количеством фтора или бора, т.е. обогащенных лепидолитом либо турмалином [Загорский, Смирнова, 1985]. В Кангинском поле от гранит-пегматитов к сподумен-лепидолит-альбитовым пегматитам содержание РЗЭ снижается более чем в 10 раз. Аналогичная тенденция, но проявленная менее контрастно, характерна для зональных тел с комплексным оруденением в направлении от внешних зон к внутренним (см. табл. 6.4, пробы 11—15).

Выводы

Валовой состав редкометалльных пегматитов по петрогенным компонентам наиболее близок лейкогранитам заключительных фаз пегматитоносных гранитных комплексов, отличаясь от них более низкими содержаниями фемических компонентов, уровень которых понижается от гранит-пегматитов и безрудных пегматитов к конечным наиболее редкометалльным членам эволюционных рядов пегматитов. В этом же направлении возрастает роль натрия относительно калия и усиливается тенденция их разделения в пегматитовых телах. В некоторых типах пегматитов такие редкие элементы, как Li, Rb и Cs, переходят в категорию петрогенных компонентов.

Несмотря на то, что отдельные участки и зоны редкометалльных пегматитов обогащены летучими компонентами, валовые их содержания в пегматитовых телах редко выше, а часто ниже, чем их уровни в пегматитоносных гранитах. Однако данный вывод не отрицает важную роль летучих в процессе пегматитообразования. Наиболее бедны летучими компонентами пегматиты литиевого ряда сподуменовой подформации, а наиболее богаты — пегматиты фтор-тантал-литиевого ряда. Пегматиты петалитовой подформации в целом более богаты летучими, чем пегматиты сподуменовой подформации.

Эволюционные ряды пегматитов различаются набором и относительной ролью в пегматитовом процессе редких элементов (Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be, Sn) и летучих компонентов (H_2O , F, B, P, CO_2), предопределяющих наряду с термодинамическими параметрами геохимические особенности минералов, минеральную и геохимическую (рудную) специализацию пегматитов. От начальных к конечным членам эволюционных рядов пегматитов, а в пегматитовых телах от ранних к поздним минеральным комплексам (зонам) содержания перечисленных выше редких элементов и летучих компонентов, так же как и в минералах, обычно возрастают параллельно со снижением значений индикаторных отношений K/Rb, Rb/Cs, Nb/Ta, OH/F и др. Особая специфика присуща пегматитам литиевого ряда сподуменовой подформации: а) в собственно редкометалльных сподуменных пегматитах содержания Fe и Mg выше, чем в безрудных двуполевошпатовых и альбитовых пегматитах; б) в процессе эволюции пегматитов происходит опережающее накопление Rb относительно Cs, т.е. возрастает отношение Rb/Cs в минералах и породах в целом; в) высокие концентрации Li фиксируются на раннемагматическом этапе — в сподумен-калишпат-альбитовых ассоциациях.

Поведение редких элементов в пегматитах определяется геохимическими особенностями и количественными соотношениями их минералов-носителей и концентраторов, а также характером распределения различных минеральных комплексов в пегматитовых телах: сподумен-, петалит-, амблигонит- и лепидолитсодержащих ассоциаций — для Li; блоковых калишпатовых и слюдяных зон — для Rb и Tl; обогащенных лепидолитом и поллуцитом комплексов — для Cs, Ta и Nb связаны преимущественно с альбитовыми и слюдосодержащими (розового мусковита либо лепидолита) комплексами.

Олово тяготеет к обогащенным мусковитом зонам, Be связан с альбитовыми, мусковит-альбитовыми комплексами, а также концентрируется в блоковых кварц-калишпатовых зонах.

Для симметрично-зональных тел характерно накопление редких элементов в их центральных частях, вместе с тем максимумы концентраций Ta, Nb, Sn часто фиксируются и в эндоконтактных оторочках. В пегматитах полосчатой текстуры кривая распределения редких металлов имеет пилообразный вид. Наиболее равномерное распределение элементов наблюдается в слабо дифференцированных пегматитах, сформировавшихся в неспокойной тектонической обстановке.

Количество бария, стронция, редких земель в редкометалльных пегматитах ниже кларковых в кислых изверженных породах и их содержаний в пегматитоносных гранитах.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЯ

Изучение флюидных включений в минералах — один из важнейших источников информации о генезисе пород и руд [Ермаков, Долгов, 1979], причем именно включения представляют иногда единственную возможность прямого исследования минералообразования в условиях высоких давлений и температур. Проведены многочисленные исследования флюидных включений в минералах редкометалльных пегматитов [Базаров, Моторина, 1969; Макагон, 1974; Базаров, 1975; Базаров и др., 1975б], особенно в последнее время [Брандт и др., 1987; Загорский и др., 1992; London, 1986, 1992; Thomas, Spooner, 1988, 1992; Whitworth, Rankin, 1989; Chakoumakos, Limpkin, 1990]. Эти работы шли параллельно с экспериментальным изучением систем, соответствующих редкометалльным пегматитам [Базаров и др., 1975а; Труфанова, Глюк, 1986; Jahns, Burnham, 1969; London, 1984; Sebastian, Lagache, 1990; Dujon et al., 1991], и определением физико-химических условий минералообразования другими методами [Давыдова и др., 1972; Гордиенко и др., 1983, 1988].

В настоящее время достаточно полно можно охарактеризовать флюидные включения в минералах редкометалльных пегматитов, содержащих литиевые алюмосиликаты, и термодинамические параметры процессов их образования, однако для геохимических эволюционных рядов, в которых литиевые алюмосиликаты отсутствуют, таких данных очень мало.

Ниже приводятся описание флюидных включений в минералах пегматитов петалитовой и сподуменовый подформаций и термодинамические параметры процессов их формирования.

7.1. ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ПЕГМАТИТОВ ПЕТАЛИТОВОЙ ПОДФОРМАЦИИ

Детально описаны флюидные включения в сподумене, петалите и кварце пегматитового тела Берник-Лейк [London, 1986]. В сподумене, который наблюдается здесь в виде псевдоморфоз (вместе с кварцем) по петалиту и в виде крупных кристаллов в массивном кварце, распространены многочисленные флюидные включения с кристаллами минералов-узников. Часто включения крупные (до $50 \times 20 \times 10$ мкм), имеют субгедральную форму, иногда форму негативных кристаллов сподумена.

Многие включения содержат водный раствор низкой солености и пар H_2O , в них обнаруживаются K, Ca, Mg, Cl и S на стенках вскрытых включений. Поскольку температура эвтектики относительно низка, можно говорить о комплексном солевом растворе во включениях с доминирующей ролью двухвалентных катионов. Возможно присутствие фазы литиевого тетрабората $Li_2B_4O_7$. В сущности, все включения содержат значительное количество кристаллов-узников, хотя иногда последние могут отсутствовать. Среди дочерних минералов преобладают альбит, кукеит, поллунцит-анальцит, кварц и литиевый тетраборат. В "крупнодосчатом" сподумене наблюдаются также кристаллы карбоната.

Водный раствор этих включений гомогенизируется при температуре 240 — 350° С, для включений в сподумене, образовавшемся по петалиту, температура гомогенизации составляет 255 — 370° С при средней — около 315° С. Дочерние минералы очень слабо плавятся или растворяются в водном растворе до температуры 325 — 375° С. В опытах при $P_{H_2O} = 2$ кбар и температуре 325 — 550° С установлено, что около 95 % включений плавится в интервале 370 — 470° С. При температуре выше 420° С кристаллы тетрабората лития реагируют до конца с другими минералами включений с образованием боросиликатного стекла. При 470° С кристаллы в большинстве включений исчезают, в результате наблюдаются стекло и водные фазы (жидкость и пар), последние содержат немного CO_2 , если во включениях были кристаллы карбоната. Не установлено, происходила ли полная гомогенизация при температурах выше 470° С или существовали две фазы — богатый силикатами водный флюид и содержащий воду расплав боросиликата.

Расположенные по трещинам в сподумене включения образовались позже описанных выше и состоят из водного раствора и пара. Они характеризуются более высокой соленостью раствора и пониженными температурами гомогенизации.

В петалите, сохранившемся в зоне пегматитового тела, прилегающей к большому верхнему обособлению поллуцита, наблюдаются два типа флюидных включений. Первые состоят из водного раствора низкой солености, газа и кристаллических фаз, подобных наблюдавшимся в сподумене (альбит, кукерит и $Li_2B_4O_7$). Ко второму типу относятся включения с различным соотношением водного раствора низкой солености и CO_2 . Они не содержат твердых фаз. Детальное исследование их было невозможно, но в общем низкая соленость и твердые фазы в богатых кристаллами включениях аналогичны тем, что установлены для флюидных включений в сподумене.

Флюидные включения изучены Д. Лондоном [London, 1986] в кварце четырех ассоциаций: 1) в сростаниях со сподуменом, образовавшихся по петалиту; 2) в грубозернистом массивном кварце интерстиций между крупными “досчатыми” кристаллами сподумена; 3) в эвгедральных дымчатых кристаллах из редких миарол и 4) в сростаниях кварца с эвкриптитом, образовавшихся по сподумену и петалиту. Состав включений и термометрические особенности сходны в первых трех ассоциациях. От включений в сподумене они отличаются следующим: 1) содержат только жидкость и газ, твердые фазы в них отсутствуют; 2) относительно обогащены CO_2 и часто содержат чистую углекислоту; 3) водный раствор имеет сравнительно большую соленость.

Выделяются три типа включений в кварце: 1) H_2O и CO_2 , содержащие в среднем 5—15 мол. % CO_2 ; 2) водные без CO_2 ; 3) чистой углекислоты с малым количеством H_2O или без воды. Их форма, размеры и распределение различны, но есть определенные отличия между указанными типами. Водно-углекислотные включения крупные (30—50 мкм), имеют округлую форму или форму негативных кристаллов кварца, распределены по всему объему кристаллов. Включения чистой CO_2 имеют такую же форму, но они меньших размеров. Водные включения наиболее разнообразны по размерам (2—200 мкм), форме (от амебообразной до формы отрицательных кристаллов) и характеру распределения (крупные изолированные, расположенные по плоскостям группы округлых или амебообразных включений).

Включения в ассоциации эвкриптита с кварцем имеют угловатую, неправильную форму, различные размеры и расположены вдоль трещин. Очень разные фазовые соотношения между группами включений указывают на широкую сепарацию газа и жидкости до и во время залечивания трещин. Во вклю-

чениях здесь чаще, чем в кварце других ассоциаций, встречаются кристаллические фазы. Температура гомогенизации включений водного раствора в среднем ниже, чем включений в кварце других ассоциаций.

В кварце редкометалльных пегматитов литиевого эволюционного ряда пегматитового поля Лейнстер в Северо-Восточной Ирландии изучены флюидные включения, они подразделены на три типа [Whitworth, Rankin, 1989]. К первому отнесены водные включения с высоким содержанием жидкой фазы, относительно мелкие (до 12 мкм), обычно находящиеся внутри кристаллов кварца. Они эллипсоидные, округлые или имеют форму негативных кристаллов. Гомогенизируются в широком интервале температур — 100 — 400° С. Соленость включений достигает 13 экв. % NaCl. Второй представлен также водными включениями с высоким содержанием жидкой фазы, но более удлиненной (5—18 мкм) и более неправильной формы. Интервал гомогенизации более узок, в основном 140 — 240° С. Соленость более высокая — 11—23 экв. % NaCl. Поскольку во включениях при температуре ниже эвтектики системы NaCl—H₂O—KCl присутствуют лед и жидкость, то в растворе могут быть также Ca и Li или только Li. Третий тип менее распространен, чем первые два. Эти включения очень мелкие, однофазовые, жидкие, имеют округлую форму и расположены вдоль залеченных трещин. Более вероятно, что это включения водные, а не флюидов CO₂—CH₄—N₂.

Кроме того, встречены две группы очень редких включений. Первые из них сосуществуют с включениями типов 1 и 2, но содержат дочерний минерал — галит. Температура растворения твердой фазы в них 310° С, температура полной гомогенизации более 500° С. Включения второй группы, видимо, содержат H₂O и CO₂.

М.П. Витворт и А.Х. Ранкин [Whitworth, Rankin, 1989] считают, что для включений первого типа характерны температура гомогенизации 325 — 400° С и соленость 5—10 экв. % NaCl. Это наиболее ранние включения магматических флюидов. Включениям второго типа свойственна температура около 150° С и соленость от 11 до более 23 экв. % NaCl. Это включения смешанных трендов, включающие высокосолёные низкотемпературные флюиды и гораздо менее солёные флюиды относительно низких температур (наиболее вероятно — нагретые грунтовые воды). Они определяются притоком вод, содержащихся в окружающих метаморфических породах и обусловивших изменение сподумена с образованием мусковита и альбита, и освобождением лития.

В комплексных пегматитах Вишняковского месторождения изучались включения в топазе, петалите, сподумене, эвкриптите, кварце различных зон, берилле. Только в топазе встречены включения, предположительно отнесенные к включениям раскристаллизованного расплава. Их не удалось гомогенизировать. Для петалита характерны двухфазовые включения с содержанием газа 25 и 10—12 об. %. Первые гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 360 — 380° С, вторые — 130 — 160° С. В сподумене наблюдаются многочисленные включения с твердыми фазами, которые не растворяются при нагревании. Температура частичной их гомогенизации 240 — 180° С. Широко распространены двухфазовые включения, которые гомогенизируются в жидкую фазу при 220 — 180° С. В эвкриптите наблюдаются двухфазовые включения, гомогенизирующиеся в жидкую фазу при 260 — 140° С.

Включения в кварце различных зон близки в основном двухфазовым газово-жидким, иногда они содержат углекислотную фазу или кристалл-узник. Их температура гомогенизации 360 — 165° С. Однако в кварце блоковой зоны наблюдаются двухфазовые включения, содержащие до 20 об. % газа, которые гомогенизируются при температуре 510 — 410° С. В центральной части квар-

цевых ядер двухфазовые включения из кварца гомогенизируются при температуре 220 — 170° С. Кроме того, в кварце отмечаются трехфазовые включения с углекислотой, в которых иногда видны нерастворимые твердые фазы.

В берилле также наиболее распространены двухфазовые включения. В одном из кристаллов околоконтактной зоны пегматитового тела встречены двухфазовые включения, гомогенизирующиеся при температуре 475 — 470° С. В берилле блоковой зоны в центральной части жилы температура гомогенизации включений 440 — 390° С.

В Александровском поле изучались флюидные включения в берилле, турмалине, монтебразите, кварце [Макагон и др., 1980]. Минералы содержат газо-жидкие включения, часто имеющие твердую фазу. Наиболее высокие температуры гомогенизации включений установлены в берилле на границе кварцевого ядра — 660 — 605° С. Высокая температура гомогенизации включений (585 — 450° С) характерна и для турмалина из кварцевого ядра. Включения в турмалине кварц-лепидолит-клевеландитового комплекса гомогенизируются при температуре 430 — 390° С, а в рубеллите наиболее позднего альбит-кварц-лепидолитового комплекса — при 330 — 290° С. Газо-жидкие включения в монтебразите, находящемся на границе кварцевого ядра, гомогенизируются при 470 — 350° С. Давление в процессе кристаллизации пегматитов было относительно низким — около 2 кбар.

7.2. ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ПЕГМАТИТОВ СПОДУМеновой ПОДФОРМАЦИИ

Сподумен пегматитов литиевого ряда Завитинского поля содержит первичные, первично-вторичные и вторичные включения [Загорский и др., 1992]. Они имеют форму отрицательных кристаллов или неправильные очертания, размер их 3—35 мкм.

Первичные включения силикатного расплава многочисленны и равномерно распределены по объему кристаллов сподумена. Они состоят из газа (около 15 об. %), каймы жидкой CO_2 (около 5 об. %), водного раствора (около 10 об. %) и силикатных кристаллических фаз (до 70 об. %). Диагностика последних очень затруднена из-за мелких размеров, хотя кварц и полевой шпат устанавливаются по оптическим свойствам и форме кристаллов.

Нагревание таких включений сопровождается в первую очередь гомогенизацией CO_2 в газовую фазу при температурах $26 \pm 5^\circ \text{C}$, а затем CO_2 и водного раствора в газ при температурах 276—271° С. Углекислота практически чистая, ее температура плавления от $-57,2$ до $-57,0^\circ \text{C}$, газгидраты растворяются при 9,6° С. Водный раствор натрий-калиевый ($T_{\text{пл}} = -24^\circ \text{C}$) с концентрацией солей около 4 мас. %-экв. NaCl . Концентрации летучих в расплаве достигали 1,5 мас. % H_2O ; 0,7 мас. % CO_2 ; 0,04 мас. % Cl . Мольные соотношения $\text{H}_2\text{O}:\text{CO}_2:\text{Cl}$ составляли 74:14:1.

Большинство включений разгерметизируется при температуре несколько выше 450° С, лишь самые мелкие из них гомогенизируются при 650—630° С. Сходные включения солевых расплавов-растворов описаны в работах Л.Ш. Базарова [1975], Л.Ш. Базарова и др. [1975а,б]. Однако гомогенизировать включения этим исследователям не удавалось.

Флюидные включения, сингенетичные с расплавными, заполнены водным раствором хлоридного магниезиально-натриевого состава ($T_{\text{пл}} = -32^\circ \text{C}$). Они гомогенизируются в жидкую фазу при температуре 245° С, так что плотность раствора составляет 0,84 г/см³, а давление при температуре 630—650° С равно 4,6—4,8 кбар.

Вторичные расплавные включения в сподумене близки по условиям захвата к первичным, но сопровождаются углекислотным флюидом. Встречаются комбинированные включения, состоящие из расплава и плотной CO_2 . Углекислота имеет плотность $0,70 \text{ г/см}^3$ и давление ее при 630° С составляет 2,3 кбар.

В кварце из кварц-сподуменовой ассоциации наблюдаются первичные включения силикатного расплава, аналогичные описанным в сподумене с температурой гомогенизации $650\text{—}630^\circ \text{ С}$.

Вторичные углекисло-водные включения распространены очень широко, встречаются также существенно углекислотные включения. Углекислотно-водные включения содержат водный раствор хлоридного натрий-калиевого состава с концентрацией солей $8,5\text{—}7,7 \text{ мас. \%}$ -экв. NaCl , а также $6,6\text{—}5,5 \text{ моль/кг}$ раствора CO_2 и $1,0\text{—}0,9 \text{ моль/кг}$ раствора CH_4 и гомогенизируются в жидкость при температуре $380\text{—}375^\circ \text{ С}$, плотность раствора $0,96\text{—}0,95 \text{ г/см}^3$. Сингенетичные им существенно углекислотные включения содержат CO_2 высокой плотности ($0,77\text{—}0,74 \text{ г/см}^3$) с небольшой примесью CH_4 . Давление при 380° С составляет $1,7\text{—}1,5$ кбар.

В сподумене литиевых и комплексных пегматитов Гольцового поля обнаружены включения, содержащие твердые фазы, водный раствор и иногда углекислоту [Макагон, 1974]. Эти включения не удалось гомогенизировать: твердые фазы в них при нагревании не изменялись. По данным экспериментальных исследований [Базаров и др., 1975а,б], включения этого типа могут образоваться при кристаллизации пегматитового расплава-раствора. Газово-жидкие включения в сподумене содержат жидкую углекислоту и водный раствор в различных соотношениях. При нагревании они обычно гомогенизируются в фазу водного раствора и реже — в фазу жидкой углекислоты. Максимальная температура гомогенизации включений в сподумене из пегматитов литиевого эволюционного ряда на этом месторождении $440\text{—}370^\circ \text{ С}$, минимальная — 220° С . Эти цифры близки к данным, полученным Л.Ш. Базаровым и И.В. Моториной [1969] для сподумена из пегматитов других районов. Включения из сподумена пегматитов комплексного ряда обычно гомогенизируются при температурах $320\text{—}220^\circ \text{ С}$.

7.3. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ

Используя данные, полученные при изучении флюидных включений, а также диаграмму равновесия литиевых алюмосиликатов, Д. Лондон [London, 1986, 1992] устанавливает следующие параметры процесса образования пегматитового тела Берник-Лейк (Танко), а также перехода от магматических условий к гидротермальным.

Верхние пределы PT -стабильности ассоциации петалита и кварца — 680° С и 4,1 кбар, так что первичный петалит мог образовываться при температуре около 600° С и 3250 бар. Затем при остывании пересекается линия равновесия петалита и сподумена при температуре около 500° С и давлении 2900 бар, когда по петалиту сформировались сподумен-кварцевые симплектитовые сростания. Рост первичного сподумена продолжался затем до температуры 470° С и давления 2700 бар. Рост кристаллов петалита, его распад и кристаллизация первичного сподумена происходили в присутствии плотного водосодержащего щелочного боросиликатного флюида, в котором H_2O могла

полностью растворяться. Количество CO_2 в боросиликатном флюиде возрастало в процессе фракционной кристаллизации, на что указывает и возрастание количества карбонатного дочернего минерала во включениях из конечных частей крупных кристаллов сподумена.

Высокое содержание бората лития в пегматитовом флюиде могло приводить к несмесимости в системе кремнезем—щелочной боросиликат, в результате чего образовывались мономинеральные кварцевые ядра и прилегающие альбититы.

При температуре 420°C и давлении 2600 бар флюидная фаза изменялась значительно, она становилась содержащим CO_2 гомогенным водным флюидом примерно следующего состава (мол.%): H_2O — 91, CO_2 — 5 и NaCl -эквивалента — 4. При слабом возрастании содержания CO_2 и солёности флюида при температуре 390°C и давлении 2500 бар наступала несмесимость. В интервале температур 390 — 300°C и давлений 2500—1800 бар H_2O — CO_2 — солевая система разделялась на существенно углекислотную жидкость и водную относительно солёную. Плотность и солёность водного раствора возрастали с понижением температуры и давления. При температуре 280°C и давлении 1600 бар в пегматите становилась стабильной ассоциация эвкриптита и кварца. Превращение сподумена и реликтов петалита в эвкриптит и кварц проходило медленно и было неполным. Данные по амебообразным включениям с широко варьирующим соотношением фаз и их термометрии указывают на уменьшение возможности залечивания трещин и рекристаллизации при низких температурах в поле эвкриптит + кварц.

Д. Лондон подчеркивает большую роль бора в минералообразовании в пегматите Берник-Лейк. Отмечая наличие микролита во включениях, он считает, что боросиликатная жидкость, представленная во включениях, является минералообразующей средой, из которой кристаллизовались редкометалльные альбититы. Несмесимость между кремнеземной и щелочной боросиликатной жидкостями приводила к образованию массивных кварцевых ядер и прилегающих к ним богатых редкими металлами альбититов.

Для редкометалльных пегматитов литиевого эволюционного ряда пегматитового поля Лейнстер (Северо-Восточная Ирландия) М.П. Витворт и А.Х. Ранкин [Whitworth, Rankin, 1989] устанавливают такую последовательность минералообразования.

Изохоры позднемагматических и гидротермальных флюидов ранней стадии соответствуют давлению 2,5 кбар и температуре 675°C . Эти термодинамические параметры определяют условия образования петалита. В изученных пегматитах петалита нет, но мелкозернистые сравнения сподумена и кварца, характерные и для пегматитового тела Танко (Берник-Лейк), представляют собой продукты разложения петалита, который мог кристаллизоваться в пегматитовых телах поля Лейнстер на начальной стадии.

Остывание, сопровождающееся понижением давления и смешиванием флюида с охлажденными водами из вмещающих пород, способствовало образованию флюидов, соответствующих полю стабильности эвкриптита, но он в пегматитах отсутствует. Следовательно, минимальное давление могло составлять 1,7 кбар.

Рассматривая условия кристаллизации пегматитов месторождений Хардинг, Берник-Лейк и Бикита, Д. Лондон [London, 1984] устанавливает для последнего из них наиболее низкие значения давления в процессе пегматитообразования (рис. 7.1, а). При этом закономерности эволюции процесса одинаковы для пегматитовых тел Берник-Лейк и Бикита. При сравнении особен-

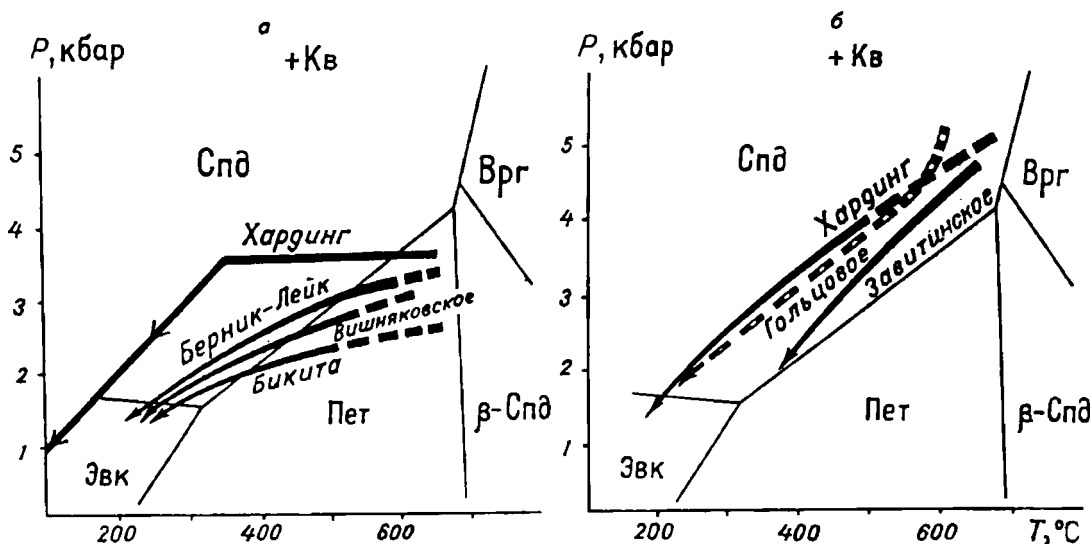


Рис. 7.1. Пути процесса кристаллизации на P - T -диаграмме, определяемые ассоциациями литневых алюмосиликатов и кварца [London, 1984].

a — пегматиты петалитовой подформации (для Хардинга — [Chakoumakos, Lumpkin, 1990], для Берник-Лейк и Бикиты — [London, 1984]), *b* — пегматиты сподуменової подформации (для Хардинга — [London, 1984]). Кв — кварц, Спд — сподумен, Пет — петалит, Врг — виргалит, Эвк — эвкритит.

ностей строения и состава пегматитов Вишняковского месторождения и месторождения Берник-Лейк отчетливо проявляется их сходство, так что ход процесса минералообразования в первом близок представленному на рис. 7.1 для пегматита Берник-Лейк.

Главное пегматитовое тело Александровского поля отличается от описанных выше тем, что температуры гомогенизации включений в минералах центральной зоны (на границе кварцевого ядра) очень высоки. Видимо, здесь происходил процесс ликвации расплава уже на раннем этапе, при высокой температуре. Для петалитовых пегматитов, формирующихся в условиях пониженных давлений, этот процесс очень важен. Особенности внутреннего строения жильных тел указывают на то, что пегматитовый расплав-раствор был гетерогенным в объеме камер. Гетерогенизация расплава могла осуществляться в процессе его внедрения, чему способствовало низкое внешнее давление. Наиболее интенсивным этот процесс был в протяженных плитообразных пологозалегающих телах. Обогащенность расплава-раствора фтором и водой также являлась одной из причин широкого развития его гетерогенизации. С этим же пегматитовым телом связана апофиза лепидолитового слюдита, образовавшегося из высокофтористого силикатного расплава, обогащенного редкими щелочами, бором и фосфором, который обособился, вероятнее всего, в результате ликвации.

Как показано исследованиями Л.Г. Труфановой 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° С и давлении в тысячу атмосфер происходит ликвидация, если расплав содержит около 1 % Li и 1,5 % F, что близко к природным концентрациям этих элементов в редкометалльных пегматитах.

Предполагается, что в процессе охлаждения и эволюции пегматитового расплава, насыщенного летучими компонентами, разделение расплава на две или три части с резкими границами между ними осуществлялось на нескольких стадиях, в том числе и на путях его внедрения. 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 даже в соседних сечениях одного пегматитового тела, наличием секущих прожилков.

Ликвационные явления при кристаллизации петалитовых пегматитов распространены очень широко, причем при обособлении литий-фтористого силикатного расплава образуются лепидолит-кварцевые участки, а из водно-силикатного расплава — мусковитовые. 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 пегматитов [Norton, 1983, 1988] с известными классификациями [Камерон и др., 1951] показали ряд несоответствий.

Изучение распределения температур кристаллизации минералов в жилах пегматитов петалитовой подформации также свидетельствует о широком проявлении в них процессов ликвации. Так, в пегматитовом теле Александровского поля наиболее высокие температуры кристаллизации установлены для минералов центрального кварцевого ядра — берилла (температура гомогенизации включений 660—605° С) и турмалина (585—450° С). 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 обособление фосфатных комплексов, особенно с монтебразитом-амблигонитом, тоже свидетельствуют о 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, относящихся к петалитовой подформации. Отделяющиеся в процессе эволюции пегматитовых расплавов растворы могли производить аутометасоматические изменения первичных парагенезисов.

Рассматривая эволюцию температуры и давления в процессе образования пегматитового тела Хардинг, Д. Лондон [London, 1984] указывал, что начало процесса кристаллизации пегматитов находится в поле устойчивости сподумена, в отличие от месторождений Берник-Лейк и Бикита. Однако, по мнению Б. Чакоумакоса и Г. Лампкина [Chakoumakos, Lumpkin, 1990], присутствующие в небольшом количестве в альбитовой зоне лежащего бока округлые обособления кварц-сподуменного агрегата представляют собой продукты распада первичного петалита и, следовательно, самый начальный этап кристаллизации пегматита протекал в поле устойчивости петалита. Эти исследователи считают, что начальная температура кристаллизации составляла 650° С, а давление — 3,5—3,3 кбар. Затем этот процесс шел без понижения

давления до температуры 550° С. При этом состав флюида изменялся от 6CO₂:4NaCl до <1CO₂:10NaCl (мол.%). Изобарное остывание пегматитовой системы продолжалось до 400—300° С. Температура процесса постепенно понижалась от берилловой зоны к зоне “досчатого” сподумена и кварца, а затем к зоне клевеландита и розового мусковита. Сподумен замещался эвкриптитом при 100—200° С. Следовательно, месторождение Хардинг нельзя с полной достоверностью относить к сподуменовой подформации. Ее условиям полностью удовлетворяют Завитинское и Гольцовое пегматитовые поля (рис. 7.1,б).

Сподумен пегматитов в Завитинском поле, как следует из данных изучения флюидных включений, начинал кристаллизоваться при температуре 650—630° С и давлении 4,8—4,6 кбар. На позднемагматическом этапе давление снижалось до 2,3 кбар [Загорский и др., 1992], что, видимо, определялось тектоническими причинами. Послемагматический этап минералообразования здесь, фиксируясь вторичными включениями, начинается с температуры 380° С при давлении 1,7—1,5 кбар.

Для сподумена Гольцового месторождения, как уже отмечалось, характерны плотные включения углекислоты. Температуры гомогенизации водно-углекислотных включений не отражают истинную температуру образования сподумена, указывая только, что сподумен из пегматитов с комплексной специализацией кристаллизовался при пониженной температуре. Определение температуры кристаллизации пегматитов по двуполевошпатовому геотермометру показало более высокие ее значения для литиевых, чем для комплексных пегматитов (в среднем соответственно 505 и 480° С).

В поллуците первичные включения с жидкой углекислотой отсутствуют. Температура гомогенизации обычных газовой-жидких включений 510—390° С. Поскольку поллуцит кристаллизуется в изученном комплексе одним из последних, то температура образования сподумена должна быть выше 500 и достигает, видимо, 550° С. 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 кристаллизовался этот минерал. Полученные по диаграмме PTV для углекислоты и по температурам ее гомогенизации во включениях значения давления 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 при кристаллизации пегматитов с литиевой специализацией. Как известно, пегматиты данного типа формировались в условиях крайне неспокойного тектонического режима, что подтверждается отсутствием или слабым проявлением зональности в строении пегматитовых тел. Присутствие включений с высокой плотностью CO₂ в сподумене и обычных газовой-жидких включений в поллуците 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 поллуците показывает, что при его кристаллизации фаза жидкой углекислоты в растворе отсутствовала, а давление летучих было пониженным.

Видимо, расплав поступал из глубинных зон земной коры, выжимаясь под действием сил сжатия в этих зонах. В рассмотренном пегматитовом поле вулканогенно-терригенная толща, сложенная в основном различными био-

титовыми сланцами и амфиболитами, насыщена в зоне разлома пегматитовым материалом, слагающим жильные серии. Непokoйный тектонический режим в период кристаллизации пегматитов приводил к дифференциации пегматитового расплава в пределах зоны и обогащению его в отдельных участках рубидием и цезием, а также танталом. При кристаллизации порций таких расплавов образовались сподуменовые пегматиты комплексного Та-Сs-Li ряда.

Таким образом, пространственная зональность в размещении пегматитовых жил с различной специализацией обусловлена различиями между первоначальными температурами и давлениями при кристаллизации этих пегматитов. В процессе формирования пегматитов комплексного ряда значительно снижалось внешнее давление, приводящее к гетерогенизации раствора на две фазы (водный раствор и жидкую углекислоту), в результате чего давление летучих на конечном этапе кристаллизации этих пегматитов резко понижалось. Кристаллизация комплексных пегматитов в условиях относительно пониженных давлений и температуры согласуется с их залеганием в зонах разломов [Макагон, 1974].

Общие температурные пределы кристаллизации различных структурно-парагенетических комплексов сподуменовых пегматитов составляют 600—200° С, при этом сподумен-кварц-альбитовый комплекс кристаллизовался при температурах 600—490° С, альбит-кварц-сподумен-микроклиновыи — при 550—460° С и кварц-мусковит-альбитовый — при 420—200° С. Процессы послемагматического изменения вмещающих пород указывают на относительно высокие их начальные температуры (около 450°). Для процессов послемагматического замещения сподуменовых пегматитов наиболее характерна альбитизация. Альбитом замещаются микроклин и сподумен с выносом калия и редких щелочей во вмещающие породы и образованием экзоконтактовых ореолов. Этот процесс протекал до температур 230—180° С.

Используя диаграмму равновесия литиевых алюмосиликатов Д. Лондона [London, 1984], В.В. Гордиенко [1996] указывает, что возможны пять вариантов развития пегматитового процесса с учетом различного положения исходной и конечной точек в системе $\text{Li}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$: 1) высокoбарические условия и кристаллизация сподуменовых пегматитов, 2) разномасштабное снижение температуры и давления с переходом системы из области устойчивости сподумена в область устойчивости эвкрипгита, 3) более быстрое снижение давления по сравнению с температурой и переход системы из поля устойчивости сподумена в поле устойчивости петалита, 4) более быстрое понижение температуры по сравнению с давлением в ходе пегматитового процесса при относительно низком значении последнего, так что ранний петалит сменяется сподуменом, а затем система переходит в поле устойчивости эвкрипгита, 5) в продолжение третьего варианта на заключительном этапе происходит быстрое снижение температуры и переход системы из поля устойчивости петалита в поле устойчивости эвкрипгита. Рассмотрение приведенных выше примеров развития пегматитового процесса в крупнейших пегматитовых телах показывает, что наиболее широко в природе реализуются первый и четвертый варианты.

Выводы

Таким образом, сравнение условий образования пегматитов сподуменовой и петалитовой подформаций показывает, что первые кристаллизовались в условиях высоких давлений, причем главным летучим компонентом являлась

углекислота. В процессе их кристаллизации давление обычно существенно снижается. Пегматиты комплексного ряда характеризуются пониженным давлением относительно литиевых пегматитов.

Пегматиты петалитовой подформации кристаллизовались при первично пониженных давлениях и наиболее значительном снижении температуры. Для них характерно широкое проявление гетерогенности пегматитового расплава, обусловленной повышенным содержанием в последнем H_2O , F, а также Р и иногда В.

Глава 8

ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЯСОВ И ПОЛЕЙ

В отличие от охарактеризованной в гл. 4 зональности многих пегматитовых тел, являющейся следствием дифференциации расплава внутри конкретных пегматитовмещающих полостей, зональность поясов и полей — это проявление неоднородности в горизонтальном или вертикальном распределении пегматитовых жил, различающихся по составу, строению и морфологии. Неоднородность может быть следствием различий в геологоструктурной позиции, характере вмещающих пород, температуре и последовательности кристаллизации.

Строго говоря, в рамках понятий “однородность — неоднородность” абсолютно незональных пегматитовых поясов и полей не существует, хотя в подавляющем большинстве случаев мы не фиксируем четко проявленной зональности. Обычно она выражена не контрастно либо имеет сложный мозаичный характер, что создает впечатление отсутствия зональности. Большой интерес представляют яркие примеры пространственно упорядоченной неоднородности в морфологии, внутреннем строении и особенно в составе пегматитов в пределах поясов, полей и жильных серий, позволяющие при прочих равных условиях выделить факторы, играющие наиболее важную роль в развитии гранитно-пегматитовых систем во времени и пространстве.

8.1. ЗОНАЛЬНОСТЬ В ПРЕДЕЛАХ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЯСОВ

Как следует из гл. 1 и 2, на всех материках имеются гигантские по протяженности пегматитовые пояса, приуроченные к единым крупным геологическим структурам: зеленокаменному поясу, грабену, трогам, складчатой системе, глубинному разлому внутри кратонов или в краевой части платформ и т.п. В качестве примеров достаточно упомянуть Аппалачский пояс в Северной Америке, Гиндукушско-Памирский и Восточно-Саянский в Азии или Центрально-Африканский пегматитовый пояс, проходящий через несколько геоструктур. Такие наиболее крупные пегматитоносные системы следует, по-видимому, называть мегапоясами, поскольку в их пределах многими исследователями выделяется несколько более мелких пегматитовых поясов. Однако при любом масштабе структур пегматитовые поля в разных частях поясов нередко имеют существенные различия.

Так, в пределах Восточно-Саянского пегматитового пояса наблюдается региональная зональность, проявляющаяся в закономерной смене минерализации пегматитовых полей в направлении с юго-востока на северо-запад [Абрамович и др., 1971]. По данным геологических реконструкций, в юго-восточ-

ной части пояса граниты и пегматиты перекрываются породами мощностью от 3,5 до 8 км, а в северо-западной части — не более 4 км [Брынцев, 1994]. Изучение газовой-жидких включений в минералах пегматитов показало, что для сподуменовых пегматитов юго-восточной части пояса характерны начальные давления кристаллизации порядка 5 кбар, а для петалитовых пегматитов на северо-западе пояса — около 3 кбар [Макагон, Шмакин, 1988]. При пересчете этих цифр на удельную массу пород мощности перекрывающих толщ получаются больше, чем в классической схеме А.И. Гинзбурга и Г.Г. Родионова [1960] или приведенные выше, что обусловлено, по-видимому, избыточным флюидным давлением. Но относительные различия между двумя частями пояса в условиях формирования пегматитов сохраняются.

В специальной работе, посвященной минералогической и геохимической зональности Восточно-Саянского пегматитового пояса, Е.Л. Емельянов и соавторы [1976] выявили следующие различия в составе рудоносных пегматитов по простиранию пояса:

а) на юго-восточном фланге пояса главное значение в составе редкометалльных пегматитов имеют сподумен и поллуцит; в центральной его части отмечаются танталоносные пегматиты с лепидолитом; для пегматитов северо-западного фланга наиболее характерны танталит, петалит, лепидолит, появляются микролит и воджинит. В свете изложенной в данной работе классификации редкометалльных пегматитов с юго-востока на северо-запад пояса происходит смена пегматитов сподуменовой подформации (литиевый, танталолово-литиевый и комплексный ряды) пегматитами петалитовой подформации (фосфор-тантал-литиевый и комплексный ряды);

б) при довольно постоянном и низком содержании Ве в промышленных зонах пегматитов с юго-востока на северо-запад средние концентрации Li и Cs падают, а Ta растут, как и отношения Ta:Nb;

в) в составе калишпата и мусковита из пегматитов северо-западной части пояса значительно выше концентрации примесей Li, Rb, Cs. Этот вывод в настоящее время представляется неоднозначным, поскольку, как показано в гл. 5, поведение редких щелочей в породообразующих минералах может резко меняться в зависимости от принадлежности жил к разным эволюционным рядам пегматитов в пределах одной и той же части пояса.

Интересные примеры зональности пегматитовых полей в пределах мезокайнозойского Гиндукушко-Памирского мегапояса приводят Л.Н. Россовский и др. [1976а, 1979]. Отдельные пегматитовые пояса и поля этого региона различаются по тектоническому положению, морфологии, составу и внутреннему строению пегматитовых тел. Именно вскрытие причин таких различий позволило исследователям пегматитов Афганистана разобраться в вопросах геолого-структурного контроля оруденения, происхождения разных типов пегматитов и их минерализации. Особое внимание Л.Н. Россовский [1991] обращает на тектонический режим формирования пегматитных тел. Он считает, что Рушанский пегматитовый пояс Южного Памира приурочен к региональной зоне сжатия, а Язгулемский — к зоне растяжения в условиях стабилизации тектонической обстановки. На территории Афганистана для Парунского поля характерны серии крутопадающих пегматитовых жил, а для Куламского поля — серии крупных пологозалегающих тел. Первые несут литиевую минерализацию, а вторые перспективны на Ta, Cs, Ве и драгоценные камни.

Большой интерес представляют данные о зональности двух пегматитовых поясов герцинского возраста, Калбинского и Монголо-Алтайского, которые были объединены К.Л. Волочковичем и А.Н. Леонтьевым [1964] в Талицко-Монголо-Алтайскую металлогеническую зону. Они показали, что Кал-

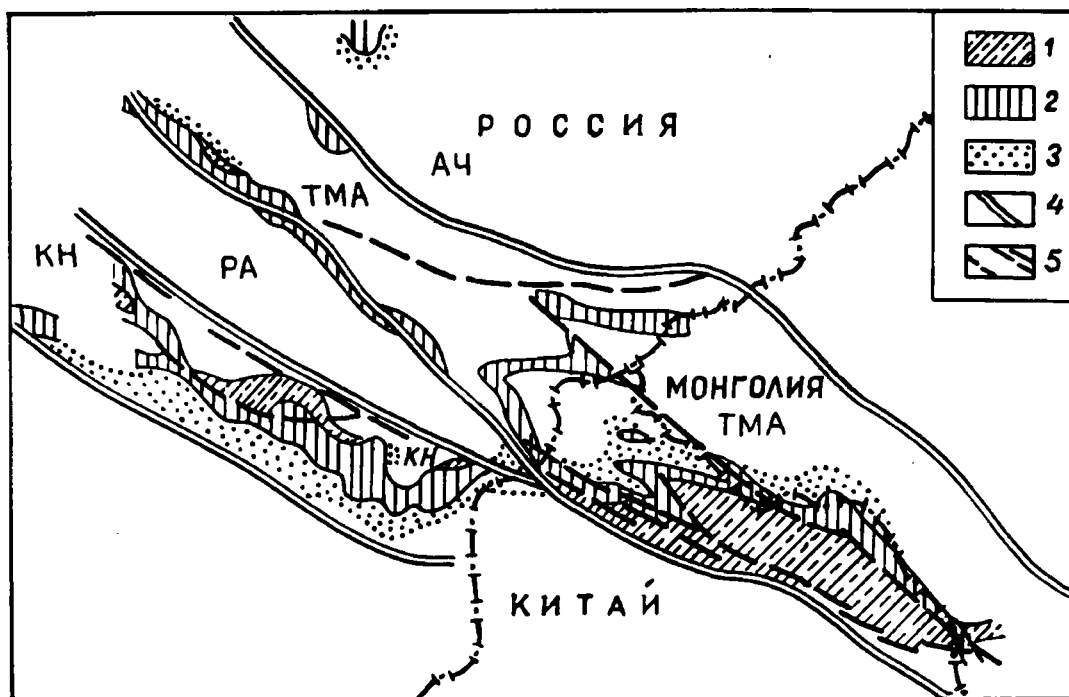


Рис. 8.1. Металлогеническая и рудная зональность Алтая [Леонтьев, 1969].

1—4 — региональные рудные зоны: 1 — редкометалльная пегматитовая, 2 — редкометалльная грейзеново-гидротермальная, 3 — висмут-золоторудная гидротермальная, 4 — границы геоантиклинальных поднятий, совпадающие с зонами шовных разломов. Металлогенические пояса (зоны): ТМА и КН — Талицко-Монголо-Алтайская и Калба-Нарымская редкометалльные; РА и АЧ — Рудно-Алтайская и Ануйско-Чуйская полиметаллические.

бинский (Калба-Нарымский) пояс отделяется от Монголо-Алтайского своеобразным "клином" — Рудно-Алтайским полиметаллическим поясом (рис. 8.1). Несмотря на некоторые различия в геологическом строении и магматизме, обоим пегматитовым поясам свойственна зональность по простиранию с северо-запада на юго-восток.

Калбинский пегматитовый пояс приурочен к осевой части Прииртышского геоантиклинального поднятия, ограниченного зонами глубинных разломов и выклинивающегося к югу [Волочкович, 1965] (см. гл. 2). Значительную часть площади этого блока составляют выходы гранитоидов Калба-Нарымского плутона. В центральной части блока между поперечными разломами находится его приподнятый участок (Центральная Колба), к которому приурочены главные поля редкометалльных пегматитов. Именно здесь находятся Асубулакское и Огневское поля с жилами комплексного редкометалльного ряда. К западу располагаются Карыгоин-Сарыюзекское и другие поля, где эволюционные ряды пегматитов заканчиваются появлением собственно литиевых пегматитов. К юго-востоку от Центральной Калбы количество пегматитовых жил резко сокращается [Леонтьев, 1969]. Здесь главную роль играют неспециализированные жилы и пегматиты бериллиевого эволюционного ряда.

Монголо-Алтайский пегматитовый пояс, приуроченный к одноименному антиклинорию, имеет длину до 400 км при ширине до 80 км. Здесь также наблюдается региональная неоднородность в размещении пегматитовых полей (их >20) и в характере минерализации. Как и в других регионах, здесь в основном распространены так называемые безрудные (неспециализированные) пегматиты, содержащие акцессорный берилл. В средней части пояса встречаются мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Редкометалльные жилы характерны только для северо-западного и юго-восточного флан-

гов пояса. На северо-западе наблюдаются пегматиты тантал-бериллиевого эволюционного ряда сподуменовый подформации. А на юго-востоке развиты также собственно литиевые и комплексные редкометалльные пегматиты. Одно из комплексных пегматитовых месторождений — Коктогайское — детально описано в гл. 4.

В последнее время китайские исследователи [Zou Tiangen et al., 1985, 1986, 1988] выделяют две большие группы пегматитов, имеющие соответственно коровый и мантийный источники. Коровые пегматиты включают: 1) многочисленные метаморфогенные жилы; 2) так называемые “смешанные” метасоматические тела, в образование которых вовлечены магматические (ультраметаморфические) расплавы и высокотемпературные растворы; 3) анатектические дифференцированные пегматиты, куда входят все редкометалльные объекты. Пегматиты, имеющие мантийный источник, наблюдаются только вблизи глубинных разломов и рифтовых зон — это щелочные пегматиты и разнообразные пегматиты карбонатитовых комплексов. Зональное распределение пегматитов корового происхождения определяется, по Зоу Тиангену и его соавторам, главным образом тектоническими факторами.

Наглядные примеры зональности пегматитовых поясов Кольского полуострова приводит В.П. Зуева [1972]. Как и во многих других случаях, определяющим фактором неравномерного распределения интрузивных пород и связанных с ними пегматитов является положение поперечных разломов на участках пересечения ими продуктивной полосы метаморфизованных вулканогенных пород. Массивы трещинных гранитов аляскитовой формации расположены у границ полосы метавулканитов, а связанные с ними редкометалльные жилы приурочены к зонам дополнительных тектонических нарушений в вулканитах. Линзообразные тела пегматитов комплексного эволюционного ряда выполняют пологие трещины северо-восточного простирания. Плиткообразные тела сподуменовых пегматитов слагают серии в пределах узких и протяженных тектонических зон северо-западного простирания. Наконец, линзовидные жилы бериллиевого ряда преимущественно располагаются на пересечениях трещин обоих направлений. Однако остается открытым вопрос, почему разные тектонические структуры контролируют тот или иной тип пегматитов.

В субширотном Забайкальском пегматитовом поясе с запада на восток наблюдается смена редкометалльных пегматитов литиевого и комплексного (без поллуцита) эволюционных рядов, отдельные тела которых содержат пустоты с драгоценными камнями (Завитинское, Кангинское поля), собственно миароловыми субредкометалльными пегматитами Борщовского кряжа. Размещение редкометалльных пегматитов в данном регионе контролируется не только субширотным Ингодино-Шилкинским прогибом, но и нарушениями в краевой части жесткой Агинской плиты. В отличие от сподуменовых пегматитов Завитинского поля на сочленении северной части плиты с прогибом, пегматиты Кулиндинского поля на востоке и Дурулгуевского поля на юге Агинской плиты имеют тантал-бериллиевую минерализацию. При этом все названные поля связаны с массивами гранитов одного и того же магматического комплекса.

8.2. ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ

Достаточно часто наблюдаемое зональное распределение жил или их серий на площади пегматитового поля — характерная черта многих пегматитовых месторождений. Уже в XIX в. появились первые описания зональности в расположении пегматитовых жил с разным типом минерализации или промыш-

Самой хорошо изученной и в то же время трудной для интерпретации фактического материала является зональность крупного пегматитового поля Блэк-Хиллс в штате Южная Дакота (США). Здесь на площади 40×27 км наблюдается целая гамма разнообразных эволюционных рядов редкометалльных и других пегматитов. В центре расположен овальный выход гранитов Харни-Пик (12×9 км), хорошо закартированы изограды силлиманита, ставролита и граната во вмещающих метаморфических породах (рис. 8.2). Опубликовано несколько работ о зональности этого поля [Duke et al., 1990; Norton, Redden, 1990; Shearer et al., 1992].

Полоса с максимальной густотой пегматитовых тел, имеющих самые низкие значения отношения $K:Rb$, протягивается к юго-западу от гранитного массива через г. Кастер в район жил Силвер-Доллар и Уайт-Бизр. Вокруг этой полосы и самого гранитного массива наблюдается зона со средним количеством жил (> 100 на кв.милю) и со средними значениями $K:Rb$. Своеобразную кайму вдоль северного и северо-западного края предыдущей зоны образует полоса с числом пегматитовых тел < 100 на кв.милю и с максимальными значениями $K:Rb$ (> 150). По периферии поля появляются "аномальные" жилы комплексного эволюционного ряда (Тин-Маунтин, Этта, Пирлесс), характеризующиеся низкими значениями отношений $K:Rb$ (< 50) и $Rb:Cs$ (< 10) и соответственно высокими концентрациями Rb и Cs .

Если рассматривать общую зональность поля по количественному распределению пегматитов и их типам, то она дает нормальный ряд от безрудных полевошпатовых жил, локализующихся внутри гранитного массива, к мусковитовым, образующим максимум к юго-западу от него в пределах изограды силлиманита, и бериллоносным, группирующимся вдоль изограды ставролита-силлиманита. На этом основании большинство исследователей поля Блэк-Хиллс утверждают генетическую связь пегматитов с гранитами, а зональное распределение жил — с температурным градиентом вокруг массива. Локализацию и происхождение жил комплексного типа, несмотря на их расположение по периферии поля, приходится трактовать по-иному. Ч. Шерер и др. [Shearer et al., 1992] считают, что наиболее правильно предполагать внедрение пегматитовых расплавов, давших пегматиты комплексного и тантал-олово-литиевого рядов, из отдельных очагов. В результате дифференциации расплавов, исходных для биотитовых гранитов, могли образоваться крупнозернистые мусковитовые граниты, с которыми генетически связаны неспециализированные, бериллиевые и ниобий-бериллиевые пегматиты (иногда с небольшим количеством Li). Но для "аномальных" жил надо привлекать либо механизм частичного плавления особых, обогащенных редкими металлами пород субстрата, либо поступление более дифференцированных пегматитовых расплавов из промежуточных гранитных очагов.

Таким образом, ряд пегматитовых жил поля Блэк-Хиллс, в том числе знаменитые жилы, содержащие поллуцит, танталит, первичные фосфаты лития, имеют с гранитами Харни-Пик парагенетическую связь. Причиной такого разнообразия пегматитов являются, по-видимому, разная степень плавления неодинакового по составу субстрата в общем ультраметаморфическом процессе гранитообразования и разная степень вызревания пегматитовых расплавов с внедрением наиболее дифференцированных порций в поздние этапы деформации толщи. Не исключено, что аналогичную трактовку следует применить к объяснению зональности и других пегматитовых полей с резко различающимися по составу пегматитовыми жилами.

Особенно много примеров зональности в пегматитовых полях приводит Л.Н. Россовским с соавторами [1976] для Афганистана, где хорошая обнаженность позволяет проследить горизонтальную и вертикальную зональность

в деталях. На площади Парунского пегматитового поля ближе всего к гранитным массивам располагаются олигоклаз-микроклиновые и слабо альбитизированные микроклиновые пегматиты, далее идут сподумен-микроклин-альбитовые жилы, а на максимальном удалении от массивов двуслюдяных гранитов находятся тела сподуменовых пегматитов. В вертикальном разрезе та же последовательность разных по составу жил проявляется от нижнего уровня (1200—2000 м) к среднему (2200—3400 м) и верхнему (3400—4500 м). Поскольку интервал высот большой, удалось детально опробовать и выявить минералогические и геохимические особенности пегматитов зонального поля Друмгал [Россовский, Шмакин, 1978]. В частности, в калишпатах пегматитов содержание Ва сокращается снизу вверх на два порядка, а концентрация Rb и Cs возрастает в 5—10 раз на интервале 1250 м.

Л.Н. Россовский [1981] выделяет несколько типов зональности пегматитовых полей по распределению структурно-морфологических типов и пегматитов разного состава на примере ряда полей Гиндукуша.

Парунский тип характерен для линейно вытянутых (длиной от 10 до 70 км) полей с кулисообразно расположенными сериями крутопадающих тел. В нижних частях рельефа здесь преобладают плагиоклаз-калишпатовые безрудные жилы, а в верхних интервалах высот — сподумен-альбитовые литиеносные пегматиты. К этому же типу относится упомянутое поле Друмгал.

Куламский тип — преимущественно плитообразные субгоризонтальные тела мощностью 30, редко 50 м и длиной несколько километров. Наиболее широко развиты альбитизированные микроклиновые жилы со сподуменом, располагающиеся вблизи массива гранитов на высоте 1700—2600 м (рис. 8.3). Жилы следующего “этажа” — альбитовые пегматиты со сподуменом (2000—3000 м), а на максимальных отметках (3300—3700 м) находятся сподумен-лепидолит-альбитовые пегматиты. Следует отметить, что пологие редкометалльные жилы нижнего уровня иногда пересекают многочисленные крутопадающие жилы олигоклаз-микроклинового состава, лишенные полезной минерализации.

Алингарский тип зональности характерен для пегматитовых полей, состоящих из относительно небольших, крутопадающих, согласных со сланцами линзовидных тел (Ишкашимское, Алингарское, Салангское, Шахиданское и др.). Горизонтальная и вертикальная неоднородности здесь практически одинаковы: по мере удаления от материнских гранитов на расстояние всего 300—1000 м олигоклаз-микроклиновые пегматиты сменяются микроклиновыми, затем альбитовыми и сподумен-альбитовыми. По падению жильные зоны прослеживаются на 200—500 м (по рельефу).

Говоря о возможных причинах происхождения зональности, Л.Н. Россовский считает необходимым сочетание ряда факторов: структурного, вещественного и температурного. В одних случаях зональность проявлена по отношению к гранитным массивам, в других — только к пегматитолокализующим структурам. Главное значение придается составу внедряющихся расплавов (насыщенности летучими и редкими элементами) и степени его подвижности. Мы поддерживаем этот вывод Л.Н. Россовского, однако сомневаемся в верности его предположения о сверхкратковременности внедрения пегматитовых расплавов (минуты, часы), что в масштабах геологического времени подобно взрыву. Предположение было сделано для того, чтобы объяснить, почему в ряде случаев температурный фактор не оказывал существенного влияния на формирование зональности в пегматитовых полях. Действительно, во многих полях такое влияние не прослеживается. По нашему мнению, в данных случаях главную роль в формировании зональности полей играл фактор различной подвижности неомогенных расплавов в бароградиентных условиях.

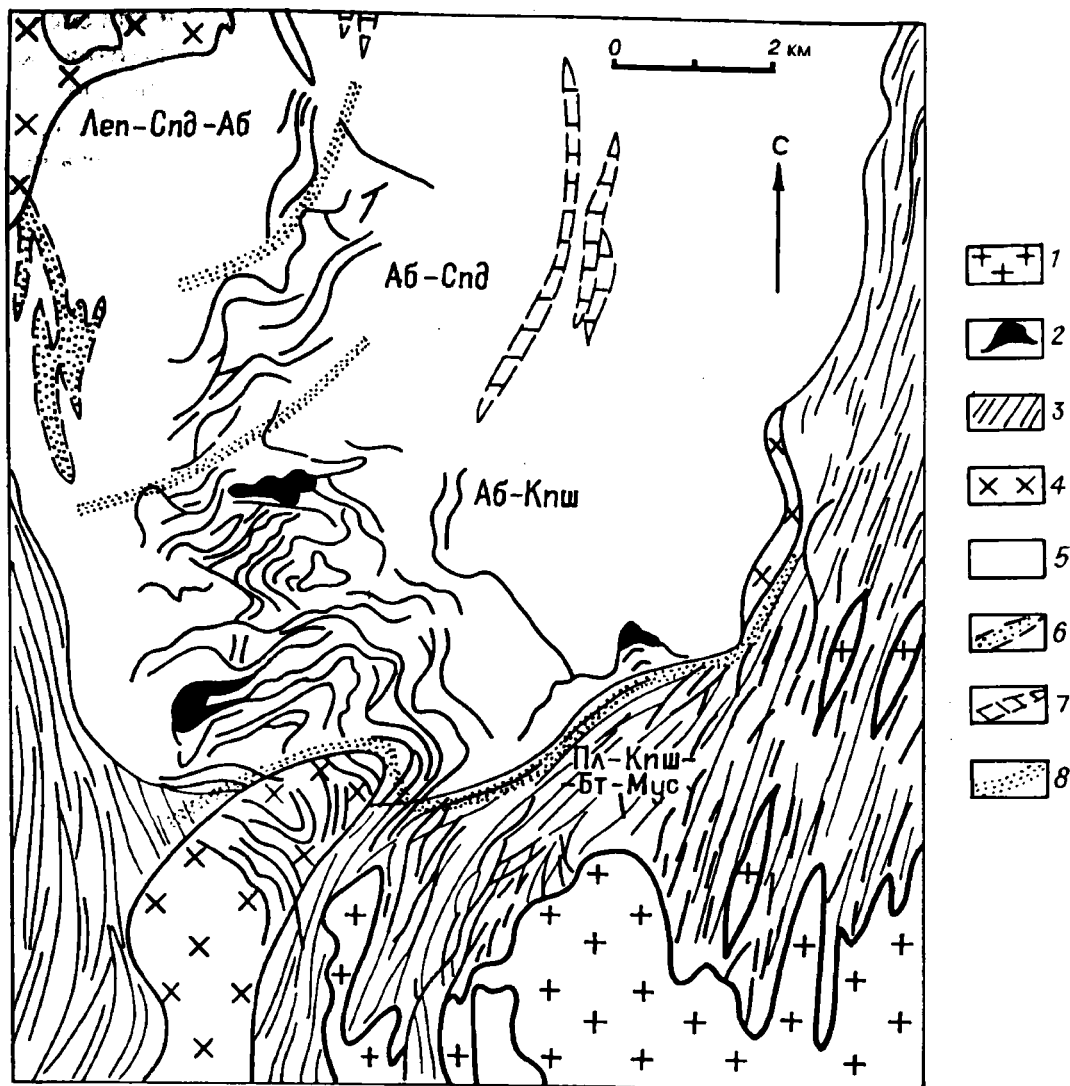


Рис. 8.3. Зональность Нилау-Куламского пегматитового поля в Афганистане [Россовский, 1981].

1 — граниты лагмонского комплекса; 2 — пегматиты плагиоклаз-калишпатовые с биотитом и мусковитом (Пл—Кпш—Би—Мус), калишпатовые альбитизированные (Аб—Кпш), альбит-сподуменовые (Аб—Спд), лепидолит-сподумен-альбитовые (Леп—Спд—Аб); 3 — гнейсы; 4 — ранние порфировые граниты; 5 — габбродиоритовый плутон; 6 — сланцы; 7 — мраморы; 8 — границы зон распространения однотипных пегматитов. Абсолютные высоты возрастают от гранитов (1700 м) до северного края рисунка (3700 м). Утолщения на выходах пегматитов — участки уплощенного рельефа, бронированные пегматитовым материалом.

Идея о гетерогенизации пегматитовой магмы в очагах ее вызревания и на путях внедрения в последние два десятилетия последовательно проводится в отечественной литературе [Кузьменко, 1978; Загорский, Кузьмина, 1979; Загорский, Макагон, 1983; Загорский, Кузнецова, 1990; Загорский, 1991; Загорский, Перетяжко, 1992, 1996]. К аналогичным выводам пришли недавно и канадские исследователи, изучая пологозалегающие пегматитовые тела комплексного типа в районе знаменитого месторождения Танко [Černý, Lenton, 1955].

Зональность пегматитовых полей в центральной части Калбинского пояса изучена достаточно полно. Наибольший вклад в ее изучение внесли В.И. Кузнецов, Ю.А. Садовский, О.И. Садовская, В.А. Филиппов, Б.А. Дьячков. В качестве примера приведем описание Ю.А. Садовским и О.И. Садовской одного из полей размером 3,5×1 км, вытянутого по простиранию пояса. В юго-восточной части поля развиты безрудные гранитовидные и микроклиновые пегматиты, слагающие несколько серий жил в пределах массива средне-

зернистых биотитовых гранитов. В северо-западном направлении они сменяются двумя субширотными сериями микроклин-альбитовых пегматитов, содержащих берилл и танталит-колумбит и секущих метаморфические породы. Далее следуют альбитовые пегматиты с бериллом, танталитом и касситеритом. Они занимают значительную площадь, имеют разнообразное залегание, часто секут контакты метаморфических пород с дайками гранитов. Наконец, на северо-западном фланге поля находятся сподумен-альбитовые жилы, тоже прихотливые по морфологии и секущие по отношению к сланцам и гранитным дайкам. Они отличаются от предыдущих только появлением сподумена.

Аналогичная зональность наблюдается и в других пегматитовых полях центральной части Калбинского пояса. Ее сущность заключается в возрастании в жилах по направлению от гранитных массивов содержания Ta, Nb и Sn одновременно с ростом роли альбита за счет микроклина и в появлении сподумена и амблигонита в наиболее богатых по содержанию тантала жилах на периферии поля. Различия между полями по их размерам, вмещающим породам, мощности и конкретной ориентировке пегматитовых тел определяются в основном тектоническими факторами.

Интересный пример влияния тектоники на зональность в одном из пегматитовых полей периферической части Калбинского пояса описывает А.Р. Бутко [1978]. Жильное поле вытянуто в северо-западном направлении и делится на три участка. Первый расположен между массивом биотитовых гранитов в северо-западной оконечности поля и субширотным Главным разломом. Здесь развиты дайки двуслюдяных гранитов и безрудные калишпатовые пегматиты, сменяющиеся к юго-востоку альбит-калишпатовыми жилами с танталитом и касситеритом.

На центральном участке поля преобладают жилы альбитизированных и грейзенизированных пегматитов, но развиты также кварцевые жилы с касситеритом. Пегматиты содержат колумбит-танталит и касситерит, в состав которого входит 1,3—1,5% Ta_2O_5 . Юго-восточный участок поля характеризуется преобладанием оловоносных кварцевых жил при подчиненном значении пегматитов. Последние имеют существенно альбитовый состав и содержат касситерит с большой примесью тантала и танталит. Судя по описанию, пегматиты поля относятся к тантал-бериллиево-эволюционному ряду.

Зональность поля отражается и в соответствующей геохимической зональности гидротермально измененных (серицитизированных и турмалинизированных) вмещающих пород — алевролитов и песчаников. Хорошо выражены первичные ореолы рассеяния Sn, Nb, Li, Cs. При этом ореолы олова особенно характерны для пегматитовых жил северо-западного участка, ореолы ниобия — для центрального, а лития и цезия — для юго-восточного.

В специальной работе, посвященной зональности пегматитовых полей Забайкалья, Ю.И. Темников [1971] показывает неоднородности распределения пегматитов разного минерального состава и морфологии. Внутри гранитных массивов и вблизи них в пегматитах преобладает калишпат, далее идут калишпат-альбитовые жилы, а на максимальном удалении от гранитов фиксируются существенно альбитовые или альбит-сподуменовые пегматиты. В этом же направлении в пегматитах растут содержания бериллия и тантала. Наряду с горизонтальной зональностью Ю.И. Темникову удалось выявить и вертикальную.

Необычный характер зональности наблюдается в Седловском пегматитовом поле Восточного Забайкалья. Поле связано с небольшим, изометричным в плане одноименным массивом порфиroidных биотитовых и двуслюдяных гранитов и состоит из четырех жильных серий. В юго-западном эндоконтакте массива развиты маломощные жилы средне-крупнозернистых лепи-

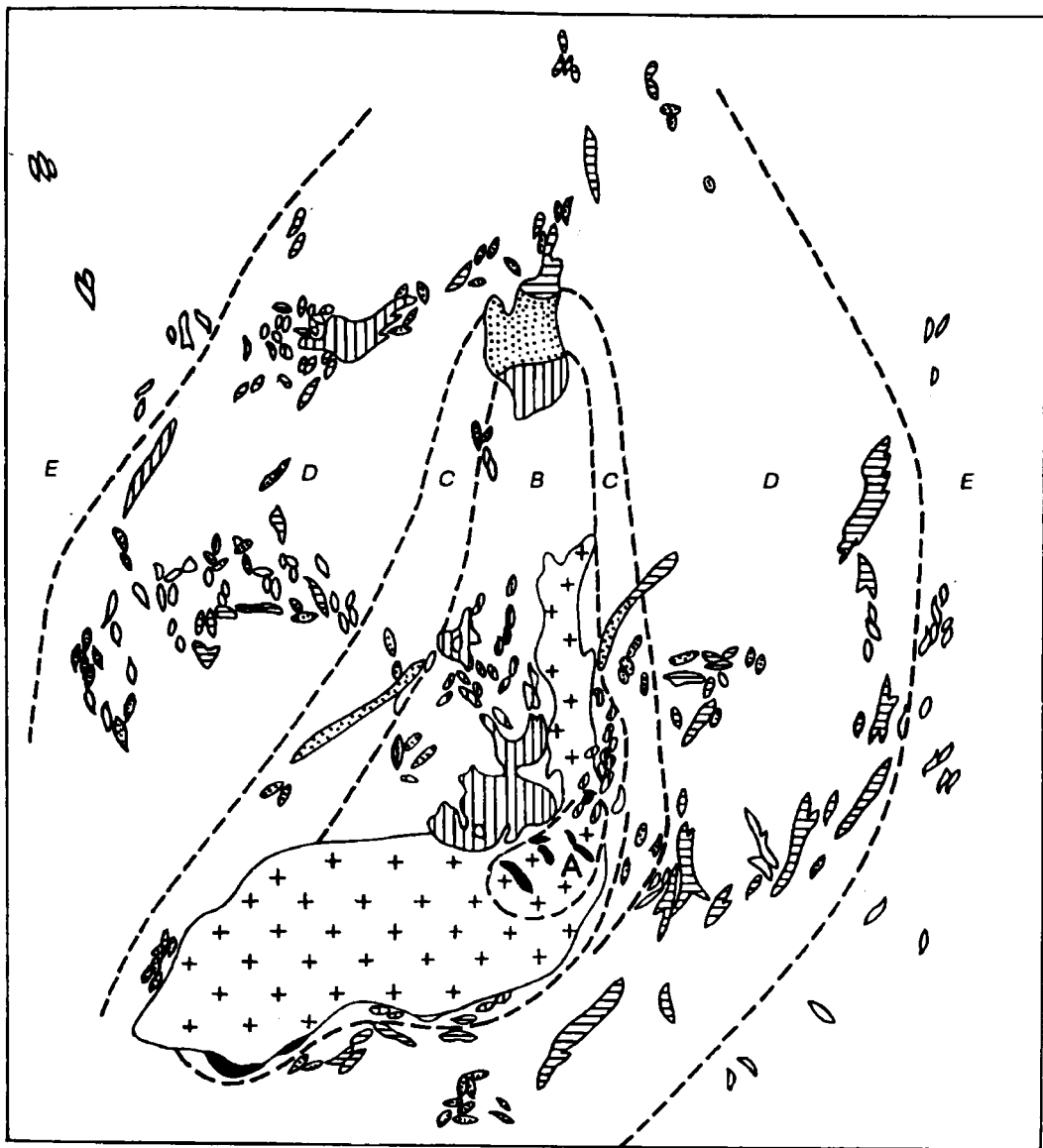


Рис. 8.4. Пример зонального пегматитового поля, связанного с двуслюдяными гранитами (+) района Джиаджика на западе провинции Сычуань, КНР [Сергү, 1992].

Пегматиты: А — мусковит-микроклин-альбитовые I (черные); В — мусковит-микроклин-альбитовые II (вертикальная штриховка); С — мусковит-альбитовые (точки); D — мусковит-альбит-сподуменовые (горизонтальная штриховка); E — мусковит (лепидолит)-сподумен-альбитовые (незаштрихованные линзы).

долит-кварц-альбитовых пегматитов. Здесь же в ближайшем экзоконтакте массива залегают более крупные жилы сподумен-кварц-альбитового состава с лепидолитом, мусковитом и калишпатом. Вторая жильная серия расположена в 1 км от массива и представлена кварц-альбитовыми жилами с калишпатом и лепидолитом. Еще в километре далее от массива гранитов находятся жилы серии 3, содержащие больше сподумена, но гораздо меньше лепидолита, а серия 4 кварц-альбитового состава залегает в 3 км от массива. Таким образом, в отличие от других полей наиболее обогащенные редкими металлами пегматиты размещаются не на удалении, а вблизи или даже в эндоконтакте массива гранитов, который считается материнским.

Согласно Ю.И. Темникову [1971], серии 2—4 располагаются над нескрытым выступом единой гранитной интрузии, так что описанная зональность обусловлена внедрением пегматитов из различных очагов. Независимо от того,

из одного или нескольких очагов внедрились пегматитовые расплавы, данный пример показывает, что при интерпретации зональности пегматитовых полей не следует смешивать понятия “материнский гранитный массив” и “очаг вызревания пегматитовых расплавов”.

В сводке по современным исследованиям редкометалльных пегматитов, выполненной П. Черны [Černý, 1992], зональности пегматитовых сообществ посвящен большой раздел. Наряду с классическими примерами по пегматитам Скандинавии, Канады, США и Афганистана, этот автор приводит интересный материал по провинции Сычуань в Китае, ссылаясь на работы Янга с соавторами (без цитирования). Массив двуслюдяных гранитов имеет в северо-восточной части и вдоль южного контакта крупные тела пегматитов мусковит-альбит-микроклинового состава (рис. 8.4). Такие же по составу, но более мелкие пегматитовые жилы в изобилии встречаются в северном экзоконтакте массива и на некотором удалении от него. Далее в узкой подковообразной полосе, охватывающей с севера, запада и востока зону распространения альбит-микроклиновых пегматитов, находятся мусковит-альбитовые жилы. Еще дальше от гранитного массива идет широкая зона развития мусковит-альбит-сподуменовых пегматитов. И наконец, на максимальном удалении от гранитов фиксируются пегматиты альбит-сподуменового состава, содержащие мусковит и лепидолит. Картина обычная, но поражает своей симметричностью и полнотой.

Коктогайское пегматитовое поле (провинция Синьцзян, КНР) располагается вдоль юго-западного контакта крупного Аральского массива порфировидных биотитовых гранитов, которые считаются материнскими как по отношению к пегматитоносным лейкократовым гранитам, так и к редкометалльным пегматитам [Леонтьев, 1969]. В центральной части поля проходит секущая субмеридиональная зона Кужиртинского разлома. К ней приурочены апофизы лейкократовых гранитов, пегматитовые жилы и маломощные дайки аплитов (до- и послепегматитовые). Основная часть пегматитовых жил находится в огнейсованных ранних гранитоидах и кристаллических сланцах. Однако самые богатые редкометалльные тела приурочены к массивным метагабброидам.

В пределах Коктогайского поля в юго-западном направлении от Аральского массива выделяется пять зон по изменению соотношения полевых шпатов: 1) слабо дифференцированных гранитовидных микроклин-альбитовых пегматитов; 2) слабо дифференцированных графических существенно микроклинных пегматитов с биотитом и шерлом; 3) дифференцированных блоковых микроклинных пегматитов; 4) сложно дифференцированных микроклин-альбитовых пегматитов и 5) в разной степени дифференцированных существенно альбитовых пегматитов. Собственно редкометалльными являются пегматиты зон 4 и 5. Во всех зонах вместе с пегматитами присутствуют штоки и жилы двуслюдяных альбит-микроклиновых лейкократовых гранитов.

Кроме описанной выше зональности первого порядка, в пегматитовом поле наблюдается зональность второго порядка, под которой понимается закономерное изменение состава и внутреннего строения пегматитов по мере удаления от штоков лейкогранитов. Она в принципе аналогична первой, но быстрее затухает, проявляясь на расстоянии не более 1—2 км от контакта штока и усложняя общую зональность поля.

Изучение зональностей двух порядков позволило А.Н. Леонтьеву построить гипотетическую схему их соотношений в вертикальном разрезе (рис. 8.5) и наметить интервал, в котором сосредоточены альбитовые минеральные комплексы с редкометалльной нагрузкой (“рудоносный горизонт”). Гипсометри-

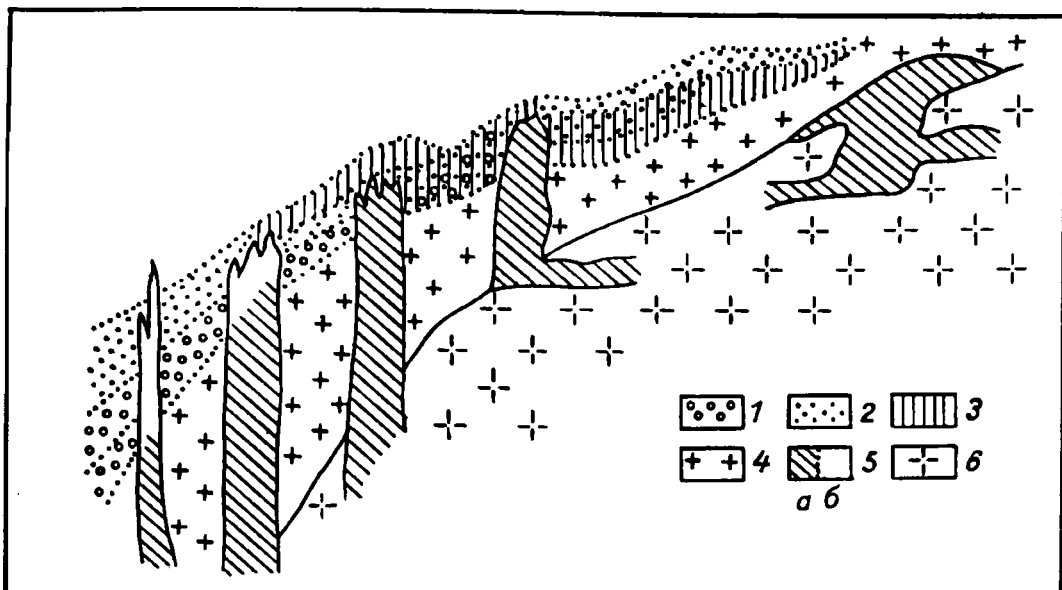


Рис. 8.5. Гипотетическая схема соотношений вертикальной и горизонтальной зональности Коктогайского пегматитового поля [Леонтьев, 1969].

1—3 — области распространения минеральных комплексов в составе пегматитов: 1 — сподуменосодержащих, 2 — существенно микроклиновых, 3 — гранитовидных пегматитов; 4 — пегматитоносные лейкократовые граниты; 5 — пегматиты существенно микроклиновые (а) и существенно альбитовые (б); 6 — биотитовые граниты материнского массива.

чески этот интервал понижается с удалением от конкретного штока лейкократовых гранитов, а в целом — с удалением от контакта массива биотитовых гранитов. Так изучение зональности поля позволило дать весьма важные практические рекомендации.

8.3. ЗОНАЛЬНОСТЬ СЕРИЙ (СВИТ, ПУЧКОВ) ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

Серии пегматитовых жил — это параллельные или кулисообразно расположенные группы пегматитовых тел, приуроченных к единой и одновременно образующейся системе трещин. Нередко в пегматитовом поле наблюдается всего одна серия пегматитовых жил. В этом случае зональность серии (пучка, свиты жил) идентична зональности поля. В большинстве пегматитовых полей имеется несколько серий пегматитовых жил.

Главные принципы рассмотрения зональности пегматитовых полей разного масштаба сформулированы еще Е. Хейнричем [Heinrich, 1953]. Базируясь на его идеях, Н.А. Солодов и Ю.И. Филиппова [1965] заимствовали термин “пучок жил” из работ специалистов по рудным месторождениям [Иванкин и др., 1961; Смирнов, 1963]. Они определяют пучок пегматитовых жил как скопление тел на определенных, сравнительно ограниченных участках пегматитового поля, где “жилы обычно подчинены единой трещинной структуре и в большинстве случаев обладают моноклинальным залеганием, образуя своего рода свиты жил” [Солодов, Филиппова, 1965, с. 134]. Таким образом, принципиальных различий между нашим термином “серия” и применяемыми А.Н. Солодовым терминами “пучок” и “свита” не существует. В дальнейшем изложении мы будем пользоваться ими как синонимами. Следует отметить, что в приводимых Н.А. Солодовым и Ю.И. Филипповой примерах иногда идет речь практически о зональности полей с несколькими пучками пегматитовых жил, но часть из них полностью соответствует приведенному выше определению.

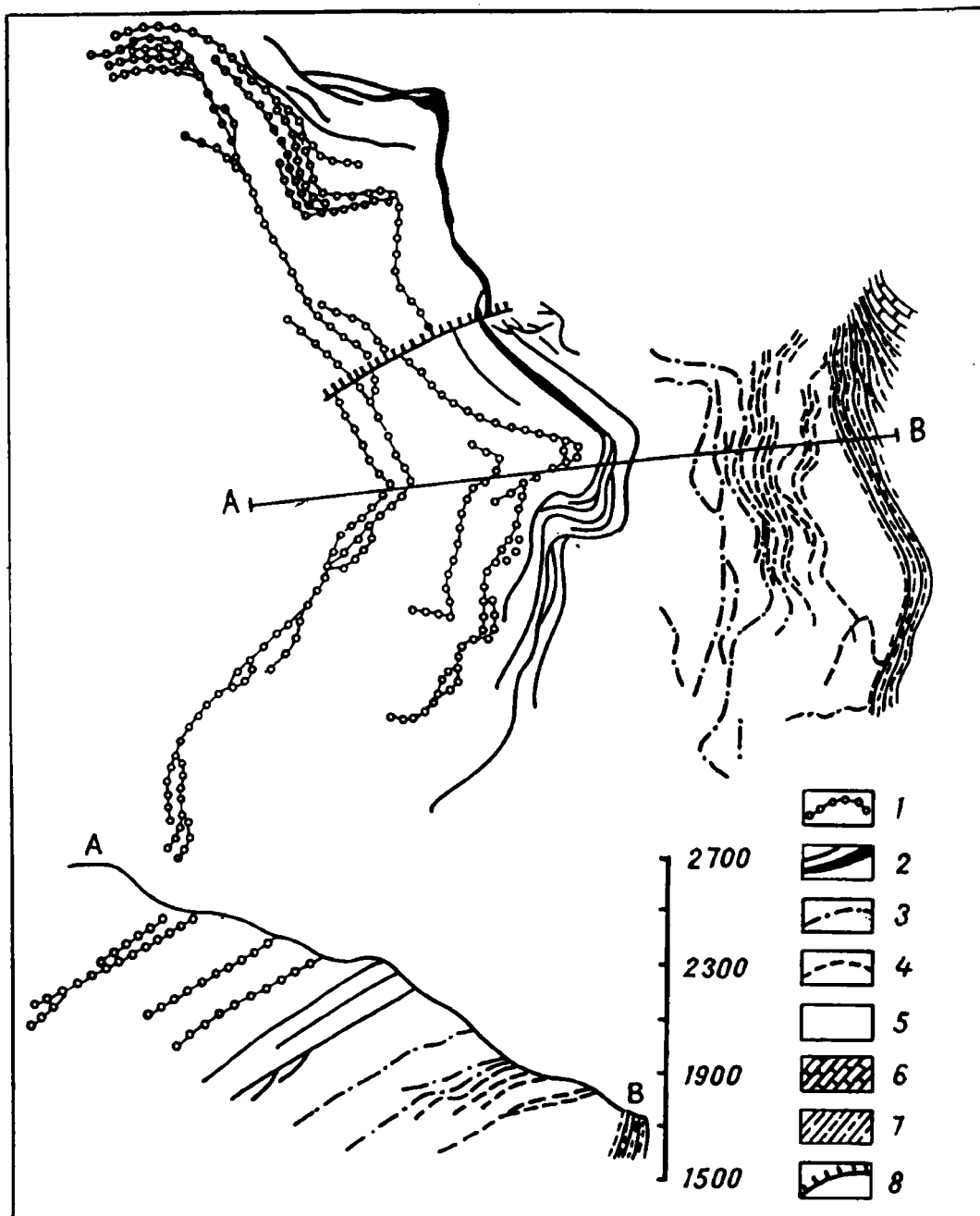


Рис. 8.6. Схема строения пегматитового участка с зональным расположением пегматитов [Солодов, Филиппова, 1965].

1—4 — пегматиты: 1 — альбит-сподуменовые с большим количеством микроклина и убогой примесью касситерита, берилла, колумбита, 2 — существенно альбитовые с редким сподуменом, бериллом и танталит-колумбитом, 3 — микроклин-альбитовые с рудоразборным бериллом, 4 — существенно микроклин-альбитовые с редким бериллом; 5—7 — породы: 5 — биотит-амфиболовые диориты, 6 — мраморизованные известняки, 7 — сланцы; 8 — тектонические нарушения.

Один из примеров характеризует крупную серию пологопадающих жил, вскрытых в уступе рельефа на высотах 1750—2600 м, по-видимому, на Памире (рис. 8.6). Вмещающие породы — биотит-амфиболовые диориты, а выходы материнских гранитов находятся в 2 км к востоку. В направлении снизу вверх наблюдается смена существенно микроклин-альбитовых жил (с редким бериллом) зональными микроклин-альбитовыми телами с крупным бериллом и танталит-колумбитом, а затем слабо дифференцированными существенно альбитовыми

ми пегматитами, содержащими редкий сподумен, мелкий берилл и танталит-колумбит. На самом верху находятся микроклин-альбит-сподуменовые пегматиты с колумбитом, касситеритом и редким бериллом.

Второй пример (рис. 8.7) относится к серии пегматитовых и кварцевых жил, залегающих в сланцах у контакта с материнскими двуслюдяными гранитами. Все жилы имеют падение на юго-запад под углами от 65 до 85°. Возле контакта находятся микроклиновые пегматиты с убогим содержанием берилла, далее идут микроклин-альбитовые пегматиты с бериллом и колумбитом, а за ними дифференцированные альбитовые пегматиты с микроклином и циматолитом, обогащенные бериллом и танталит-колумбитом. Далее обнаружена одна альбитовая жила без признаков дифференциации, с малым содержанием берилла и колумбита. На юго-западном фланге участка (примерно в 1 км от контакта с гранитным массивом) зафиксированы кварцевые жилы с касситеритом и бериллом.

Хорошим примером зональности пегматитового поля, состоящего из одной веерообразной серии (пучка) пегматитовых жил, является Дурулгуевское поле, описанное в гл. 4 (см. разд. 4.2.4). По мере удаления от материнского гранитного массива крупные тела олигоклаз-калишпатовых гранит-пегматитов сменяются жилами калишпат-альбитового состава, а затем мусковит-альбитовыми пегматитами. В этом же направлении в пегматитах постепенно возрастает количество берилла и танталит-колумбита.

К разряду классических примеров можно отнести зональность главной жильной серии Кангинского пегматитового поля в Восточном Забайкалье, пегматиты которого принадлежат комплексному (без поллуцита) эволюцион-

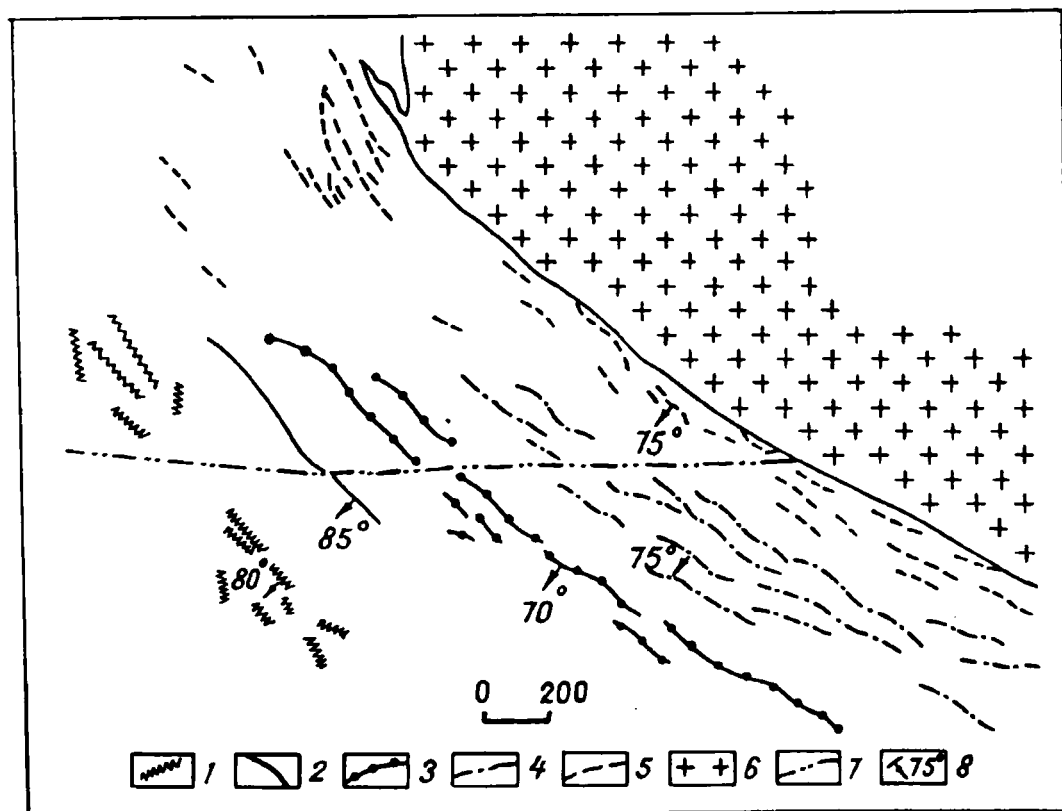


Рис. 8.7. Схема строения участка пегматитового поля с зональным расположением пегматитов и кварцевых жил [Солодов, Филиппова, 1965].

1 — кварцевые жилы; 2—5 — пегматиты: 2 — альбитовые, 3 — переходного между альбитовым и микроклин-альбитовым типами, 4 — микроклин-альбитовые, 5 — микроклиновые и безрудные; 6 — двуслюдяные мелкозернистые граниты; 7 — тектонические нарушения; 8 — элементы залегания жил.

ному ряду. Жильная серия, так же как и составляющие многочисленные тела, простирается в северо-северо-восточном направлении. Состав и внутреннее строение пегматитов детально описаны [Недумов, Земская, 1971]. С юго-запада на северо-восток в пегматитовой серии уменьшаются объем жильной массы, количество и размер пегматитовых тел. На юго-западном фланге серии располагается штокообразное тело гранит-пегматитов. На северо-восток от штока окружающие его и ответвляющиеся от него тела существенно калишпатовых и (альбит)-олигоклаз-калишпатовых пегматитов сменяются альбит-калишпатовыми и калишпат-альбитовыми жилами. За ними следуют единичные мелкие жилы кварц-альбитовых пегматитов, а далее — сподумен-лепидолит-кварц-альбитовые пегматитовые тела. Завершается жильная серия мало-мощными телами и прожилками флюорит-халцедонового состава. От гранит-пегматитов к сподумен-лепидолит-альбитовым жилам возрастают роль альбита за счет калишпата и степень редкометальности пегматитовых тел, усложняется их внутреннее строение.

В пределах “линейно-вытянутых серий или пегматитоносных полос”, по терминологии Л.Л. Гродницкого [1982], закономерная смена одних парагенетических типов пегматитов другими нередко осуществляется не только по простирацию, но и вкрест простираения серий. От осевой части к периферии “полос” упрощаются состав и внутреннее строение жил, как это описано на примере мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов [Гродницкий, 1982]. Такая зональность имеет место и в полях редкометалльных пегматитов. Например, в крутопадающей свите жил Завитинского поля выделяется несколько “полос”, в пределах которых так называемые “стержневые” (наиболее крупные и богатые литием сподумен-альбитовые пегматитовые тела) окружаются жилами с гораздо более бедной редкометалльной минерализацией, в том числе и существенно альбитовыми телами, почти не содержащими сподумена. Впервые стержневой тип зональности был охарактеризован Ю.А. Садовским [1964] на примере редкометалльных пегматитов Казахстана.

Примеры закономерного изменения состава и внутреннего строения пегматитов по вертикали крутопадающих и пологозалегающих жильных серий описаны в гл. 4 для Вишняковского, Завитинского и некоторых других полей.

Выводы

Результаты изучения зональности полей, жильных серий и внутреннего строения пегматитовых тел неоспоримо свидетельствуют о единой тенденции в развитии гранитно-пегматитовых систем. Она выражается в образовании следующего обобщенного эволюционного ряда пегматитов (или зон в пределах пегматитовых тел): гранит-пегматиты — олигоклаз-калишпатовые или калишпатовые пегматиты — калишпат-альбитовые — альбитовые — сподумен (или петалит, амблигонит, лепидолит)-альбитовые пегматиты. Полностью этот ряд проявлен редко. В разных пегматитовых полях могут выпадать начальные, средние или конечные члены ряда. Иногда месторождение может быть представлено одним или двумя членами ряда. Важно подчеркнуть, что пегматиты разных парагенетических типов формировались из различающихся по составу порций расплава.

Как правило, сформулированный выше ряд фиксируется по мере удаления от наблюдаемых или предполагаемых гранитных массивов, считающихся материнскими. Большинство исследователей, начиная с А.Е. Ферсмана, он объясняется как следствие температурного градиента вокруг гранитного массива, обуславливающего кристаллизацию относительно высокотемператур-

ных парагенезисов ближе к массиву, а более низкотемпературных — на удалении от него. Предполагается более или менее одновременная консолидация пегматитового расплава в разных частях термального поля.

И.И. Матросов для объяснения отсутствия фациальных разностей натрий-литиевых пегматитов в пределах калий-натриевых жильных серий привлекает принцип кислотно-основного взаимодействия Д.С. Коржинского [1956]. Повышение кислотности процесса должно приводить к последовательному вытеснению более сильного основания (калий) все более слабыми (натрий, а затем литий). Такая смена роли щелочей совпадает с закономерным рядом микроклиновые пегматиты — альбитовые пегматиты — альбит-сподуменовые пегматиты, наблюдающимся в природе.

Используемая Н.А. Солодовым и Ю.И. Филипповой [1965] идея о пульсационном поступлении все более “зрелых” расплавов-растворов из эволюционирующего во времени гранитного очага вряд ли приложима к объяснению зональности, где наблюдаются постепенные переходы по составу и внутреннему строению между пегматитами разных типов, приуроченными к параллельным жилонмещающим полостям. Исключительная редкость взаимопересечений пегматитовых жил разных типов в полях, насчитывающих иногда многие сотни пегматитовых тел, свидетельствует о том, что в большинстве жильных серий внедрение пегматитовых расплавов было одноактным и, следовательно, сами расплавы не были гомогенными по составу.

Независимо от механизма и места гетерогенизации расплавов — в очагах их вызревания или на путях внедрения — более подвижные, обогащенные элементами-модификаторами расплавы, из которых кристаллизовались наиболее “зрелые” парагенетические типы пегматитов, могли мигрировать на максимальное расстояние от магматических очагов. Этому же способствовала пониженная температура их кристаллизации, что позволяло им достигать наиболее низкотемпературных зон термального поля. Относительно более вязкие, с малым содержанием летучих расплавы, давшие начало существенно калишпатовым пегматитам, занимали ближние к очагам жилонмещающие полости в наиболее прогретых участках вмещающих пород. Естественно, что эта закономерность носит статистический характер и не исключает возможности внедрения в соседние жилонмещающие полости и даже в одну протяженную трещинную зону различающихся по составу расплавов.

С другой стороны, ничто не противоречит допущению о возможности неоднократной “разрядки” пегматитовой магмы, причем степень зрелости более поздней инъекции могла быть как больше, так и меньше предыдущей. При этом в условиях меняющегося плана деформаций каждая последующая инъекция пегматитовых расплавов могла занимать иные системы трещин. В таких случаях формировались многопучковые пегматитовые поля в соответствии с представлениями Н.А. Солодова.

В сложно построенных пегматитовых полях, где наряду с нормальной зональностью проявлены упоминавшиеся выше “аномальные” жилы (поле Блэк-Хиллс и ему подобные), не исключено внедрение расплавов из нескольких магматических очагов. Резкое различие состава расплавов в таких случаях могло быть обусловлено либо разной степенью парциального плавления гранитизируемых пород разного состава [Shearer et al., 1992], либо процессами ликвации обогащенной летучими гранитной магмы. Идея о возможности ликвации пегматитовой магмы, предложенная И.Б. Недумовым [1964], развивалась другими исследователями [Маракушев и др., 1979; Щекина, Граменицкий, 1991] и нашла подтверждение в экспериментальных работах [Глюк, Шмакин, 1986]. Эти представления позволяют объяснить нарушения обычной картины зональности в распределении пегматитов разной специализации.

В зональности пегматитовых поясов главное значение имеют тектонические факторы. Именно ими обусловлены различия в пределах пегматитовых поясов у Кольского полуострова, Калбинского и Монголо-Алтайского поясов в Прииртышье. Большую роль играли поперечные к простиранию поясов разломы и разная степень поднятия или опускания разделяемых ими блоков. Так, различия в специализации пегматитов северо-западной и юго-восточной частей Восточно-Саянского пояса определялись разной глубиной их формирования. Сопряженные тектонические режимы сжатия и растяжения были причиной различий в металлогении пегматитовых поясов Памира и Гиндукуша.

Разумеется, не следует отрицать и возможности многофакторной зависимости, когда сложная картина зональности в пегматитовых поясах и полях определялась сочетанием тектонического и магматического факторов, а в полях — температурной зональности и одновременного внедрения расплавов-растворов из одного или нескольких очагов.

Глава 9

МЕТАСОМАТИТЫ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ И ЭНДОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ ПЕГМАТИТОВ

На протяжении последних 20—25 лет наблюдался повышенный интерес к метасоматитам полей редкометалльных пегматитов, особенно в связи с проблемой эндогенных экзоконтактовых ореолов и их использования для поиска и оценки жил с редкометалльной минерализацией. Под эндогенными ореолами пегматитов понимаются как зоны минеральных изменений вмещающих пород, так и тесно связанные с ними первичные ореолы рассеяния элементов вокруг пегматитовых жил. Их исследованию посвящено множество работ [Калита, 1959; Щербин, Осетров, 1961; Ермолаев и др., 1966; Геохимические поиски..., 1968; Загоскин, Шиманский, 1971; Глебов и др., 1973; Макагон и др., 1974; Матросов, Россовский, 1974; Загорский и др., 1977; Зубов, 1978; Ройзенман и др., 1980; Вахромеев и др., 1983; Kesler, 1961; Hognung, 1962; Shearer et al., 1986; Morgan, London, 1987; Shearer, Papike, 1988; и др.].

Кроме околожилных метасоматитов в некоторых полях редкометалльных пегматитов установлены и изучены метасоматиты, распространенные в пределах всего поля и названные поэтому региональными.

Разноречивые толкования временной последовательности метасоматических процессов и характера их связи с пегматитами даны в работах многих исследователей [Гордиенко и др., 1975, 1987; Кузнецова и др., 1976; Овчинников и др., 1976; Кременецкий и др., 1977; Кузнецова, Загорский, 1987; Ройзенман и др., 1980; Kesler, 1961; Breaks, Moore, 1992; и др.]. В некоторых работах справедливо ставится вопрос о формировании метасоматитов в полях редкометалльных пегматитов в связи с эволюцией не только пегматитовых жил, но и гранитно-пегматитовых систем в целом [Гордиенко и др., 1987; Кривовичев, 1988а; Breaks, Moore, 1992]. При этом главным признаком их связи с гранитной системой служит обогащение редкими щелочными элементами. Как показывают детальные исследования, метасоматиты и связанные с ними геохимические аномалии в полях редкометалльных пегматитов обычно полигенны и формируются в несколько этапов [Кузнецова и др., 1976; Загорский и др., 1977; Кузнецова, Загорский, 1987; и др.].

9.1. МЕТАСОМАТИТЫ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ

Накопленная информация по метасоматитам пегматитовых полей позволяет выделить несколько этапов преобразования пород, разобщенных во времени и связанных с различными источниками поступления флюидов [Загорский, Макагон, 1982; Кузнецова, Загорский, 1987; Кривовичев, 1988а]. По времени образования их можно подразделить на: 1) догранитные, 2) синхронные внедрению гранитов (но допегматитовые), 3) предпегматитовые, 4) синпегматитовые (околожилльные), 5) послепегматитовые.

Метасоматоз догранитного этапа (или этапов) в каждом конкретном пегматитовом поле может обуславливаться разными процессами. Из известных нам полей, в которых эти явления изучались, следует отметить Завитинское поле в Забайкалье и пегматитовые поля Колмозерское и Вороньегундровское на Кольском полуострове, где развиты либо продукты вулканогенно-гидротермальной деятельности и их метаморфической переработки [Кузнецова, Загорский, 1987], либо специфический комплекс высокотемпературных метасоматитов, связанных, по одной версии, со стадией гранитизации [Роненсон и др., 1977; Рождественская, 1980], по другой — с регрессивной стадией регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового фациального типа [Глебовицкий, Бушмин, 1983; Белолипецкий и др., 1987].

В Завитинском пегматитовом поле к метасоматическим образованиям I этапа относятся линзовидные тела кварц-биотит-гранат-сульфидного состава. Размеры линз обычно не более 0,7 м в длину и 0,3—0,4 м мощности, но они образуют в толще углистых осадочных пород на разных ее горизонтах прерывистые цепочки, прослеживающиеся на многие сотни метров. Кроме того, метасоматозом в более слабой степени охвачены пласты пород, вмещающие линзы: на расстоянии до 10 м от их контактов в метаалевролитах наблюдаются метабласты плагиоклаза (за счет регенерации обломочных зерен) и повышенное количество вкрапленников пирита. Сравнение состава пород в ряду исходных метапелиты — метапелиты с порфиробластами плагиоклаза — краевые зоны линз — ядро линз показывает, что в этом направлении растут содержания Fe, Mg, Mn при снижении Si и Al. Таким образом, резко возрастает основность пород. Кроме того, и линзы, и отчасти вмещающие их породы обогащены S, Cu, Zn, Ag. Для ряда других элементов можно предполагать перераспределение между линзами и вмещающими их метапелитами (табл. 9.1, рис. 9.1). Особенно резко дифференциация проявляется в отношении K и Na.

Метасоматиты наиболее раннего догранитного этапа, известные в пределах пегматитовых полей зоны Колмозеро-Воронья на Кольском полуострове, характеризуются региональным площадным развитием с преобладанием малоинтенсивных гидротермально-метасоматических преобразований интрузивных и метаморфических пород на больших площадях.

В Вороньегундровском пегматитовом поле новообразованные минералы, наложенные на равновесные парагенезисы метаморфических толщ, отмечаются почти повсеместно. Однако большая их часть сосредоточена в линейных зонах, трассирующих тектонические нарушения, которые пересекают под острым углом слоистость вмещающих пород. Они прослеживаются в длину на расстояние до 13 км при ширине 100—200 м и более [Роненсон и др., 1977; Рождественская, 1980; Глебовицкий, Бушмин, 1983; Белолипецкий и др., 1987].

По морфологии зоны крайне неоднородны и состоят из множества жиллоподобных, линзовидных и сетчатых тел. Изучение минеральных парагенезисов показало, что наблюдается совмещение метасоматитов двух стадий: кислотного выщелачивания (окварцованные породы) и основного железо-маг-

Таблица 9.1

Состав метаморфических пород и разлитых по ним региональных метасоматитов догранитного I этапа (базификация)

Тип порода	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	В ₂ O ₃	F	S _{total}	C	H ₂ O*
		мас. %														
<i>Завитинское пегматитовое поле в Забайкалье [Кузнецова, Загорский, 1967]</i>																
1	6	74,0	0,5	13,5	3,4	0,9	0,06	1,0	3,0	1,8	0,10	0,04	0,03	0,02	0,4	1,2
2	7	67,6	0,7	16,4	3,7	1,2	0,08	1,1	3,8	1,8	0,12	0,14	0,05	0,03	2,0	1,8
3	8	65,9	0,7	15,7	5,5	1,6	0,09	1,4	2,9	3,0	0,16	0,11	0,06	0,05	1,8	1,5
4	5	52,7	0,6	12,4	16,2	3,6	0,22	0,8	3,9	0,2	0,54	0,01	0,16	2,80	2,8	2,9
<i>Вороньегундровское пегматитовое поле (Кольский полуостров) [Белодневский и др., 1987]</i>																
Колонка 1																
5	11	50,7	1,5	14,1	13,7	6,1	0,2	9,6	0,3	2,4	0,09	Не опр.	0,04	0,36	0,04	Н.д.
6	3	48,7	1,1	11,8	14,2	7,9	0,2	12,6	3,3	1,7	0,08	»	0,05	0,50	0,15	»
Колонка 2																
7	10	51,9	1,0	14,0	13,2	7,0	0,2	9,6	0,2	2,1	0,07	Не опр.	0,02	0,20	0,31	Н.д.
8	2	55,4	1,3	12,6	21,0	4,2	0,3	4,5	0,2	1,1	0,04	»	Не опр.	0,02	0,06	»
Колонка 3																
7	10	51,9	1,0	14,0	13,2	7,0	0,2	9,6	0,2	2,1	0,07	Не опр.	0,02	0,20	0,31	Н.д.
9	1	45,8	0,3	6,2	12,3	20,5	0,2	8,9	0,02	0,2	0,01	»	0,01	Не опр.	1,96	»
<i>Колмозерское пегматитовое поле, Кольский полуостров (по данным Л.Г. Кузнецовой)</i>																
Колонка 1																
10	3	47,5	0,2	27,5	4,7	2,8	0,1	14,9	0,2	2,0	0,02	<0,001	0,005	Н.д.	Н.д.	1,20
11	2	49,0	0,3	17,0	8,0	9,1	0,1	13,4	0,5	1,9	0,02	<0,001	0,01	»	»	1,29
12	4	43,5	2,7	12,5	22,2	6,2	0,3	10,1	0,5	1,8	0,10	0,001	0,01	»	»	0,29
Колонка 2																
11	2	49,0	0,3	17,0	8,0	9,1	0,1	13,4	0,5	1,9	0,02	<0,001	0,01	Н.д.	Н.д.	1,29
13	2	51,2	0,1	6,9	11,0	17,1	0,2	11,1	0,4	0,5	0,04	0,002	0,02	»	»	1,27
Колонка 2																
14	2	67,1	0,6	13,3	9,1	2,6	0,1	1,8	1,5	2,8	0,06	0,001	0,04	Н.д.	Н.д.	0,70
15	2	65,6	0,9	11,6	11,4	5,5	0,1	1,2	0,6	2,0	0,24	<0,001	0,05	»	»	0,86

Окончание табл. 9.1

Тип пород	Число проб	Ni	Co	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sn	Ag	Li	Rb	Cs
<i>Завитинское пегматитовое поле в Забайкалье [Кузнецова, Загорский, 1987]*</i>													
1	6	19	7	49	39	22	15	81	9	Н.д.	400	100	20
2	7	21	11	88	45	13	22	89	13	»	300	300	30
3	8	19	9	69	42	7	23	100	9	»	600	100	90
4	5	33	44	99	39	1235	4	280	8	»	600	200	60
<i>Вороньетундровское пегматитовое поле. Кольский полуостров [Белолинейский и др., 1987]</i>													
Колонка 1													
5	6	83	67	396	67	70	20	67	<3	0,93	Н.д.	Н.д.	Н.д.**
6	3	116	52	317	212	87	13	60	<3	0,93	»	»	»
Колонка 2													
7	10	136	40	285	200	124	<3	109	3	<0,20	Н.д.	Н.д.	Н.д.
8	2	46	47	440	16	145	<3	130	<3	<0,20	»	»	»
Колонка 3													
7	10	136	40	285	200	124	<3	109	3	<0,20	Н.д.	Н.д.	Н.д.
9	1	1100	100	130	1400	110	<3	87	<3	<0,20	»	»	»
<i>Колмозерское пегматитовое поле. Кольский полуостров [Кузнецова, 1980]*</i>													
10	3	60	25	100	120	10	3	30	2	0,03	22	3	Не обн.
11	2	150	200	200	200	80	3	50	3	0,10	178	10	»
12	4	130	200	400	10	150	3	270	1	0,70	233	13	»
Колонка 1													
11	2	150	200	200	200	80	3	50	3	0,10	178	10	Не обн.
13	2	1000	500	80	60	80	Не обн.	200	2	0,20	193	56	10
Колонка 2													
14	2	50	30	120	60	60	14	90	4	0,03	30	55	5
15	2	40	100	45	15	100	8	80	4	0,20	77	22	7

Примечание. 1, 2 — исходные породы; 1 — металлические, 2 — металлеродиты углестые; 3, 4 — метасоматы; 3 — углестые металлеродиты с рассеивной издраспелостью пирита, 4 — ливы с богатой сульфидной минерализацией; 5, 6 — исходные металлы и разлитые по ним допсодовые метасоматы; 7, 8 (колонка 2) — исходные метагаббро и разлитые по ним кварц-жидит-гранатовые метасоматы; 9 (колонка 3) — метагаббро и разлитые по ним хлорит-актинолитовые метасоматы; 10—12 — разлитые породы расплодного массива габбродиаоритов; 10 — крупнозернистый габбродиаорит, 11 — среднеезернистое мезократовое габбро, 12 — мелко-среднезернистое титаломатитовое габбро; 11, 13 (колонка 1) — исходные метагаббро (11) и разлитые по ним хлорит-актинолитовые метасоматы (13); 14, 15 — исходные старлат-обитовые сланцы (14) и разлитые по ним допсодовые метасоматы (15). Основной звездочкой отмечены повышенные содержания Li, Rb, Cs, обусловленные тем, что при их отборе не удалось выдать предметы ореолов поля редкометалльных пегматитов; кружки — по данным Л.Г. Кузнецовой [1980] (уровни содержания Li, Rb, Cs в исходных ортоамфибитах Вороньетундровского поля соответственно составляют (г/т) 30, 20, 5; в базальтах I догранитного этапа — 40, 15 и 3 г/т).

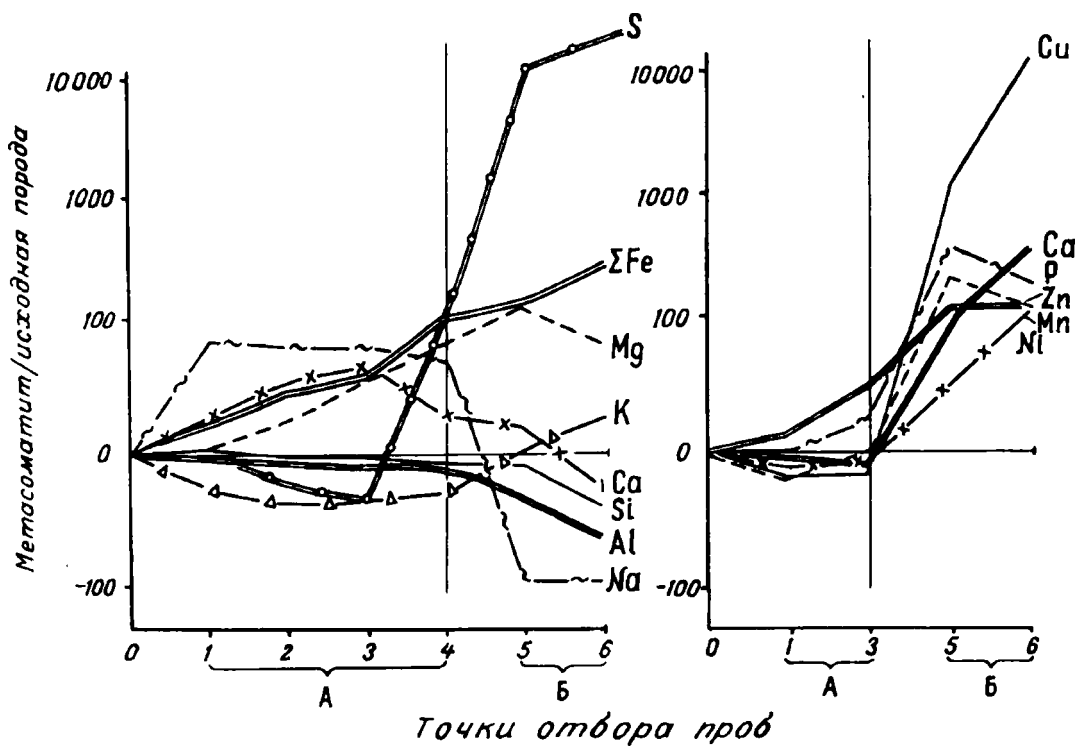


Рис. 9.1. Распределение элементов по профилю через зоны метасоматитов I (догранитного) этапа в Завитинском пегматитовом поле.

А — точки отбора от краевой к тыловой части метасоматической колонки, в углистых алевролитах, обогащенных плагиоклазом и пиритом, Б — в линзовидных телах сульфидного состава. Расстояние между точками 0,5—1,5 м.

ний-кальциевого метасоматоза (роговообманковые, диопсидовые, жедрит-гранатовые, хлорит-аксинолитовые, жедрит-кордиеритовые породы или иначе “базификаты”). Метасоматиты каждой из стадий характеризуются определенной зональностью. Тип метасоматических колонок изменяется в зависимости от состава исходных пород (метабазитов, метапелитов, метариолитов).

При кислотном выпелачивании из пород выносятся Mg, Na, Ca, привносятся Si, Fe, S [Белоліпецкий и др., 1987]. При основном метасоматозе выносятся Na, инертно ведет себя Si, привносятся Mg, Fe, Ca, S (см. табл. 9.1, обр. 6, 8, 9). От относительной активности Fe, Mg и Ca зависит образование различных минеральных видов метасоматитов (см. табл. 9.1, колонки 1—3 Вороньетундровского поля). Общим для процессов кислотного выпелачивания и основного метасоматоза является привнос Fe и S, которые фиксируются в виде сульфидов — пирротина, пирита, арсенопирита; при недостатке серы ведущим рудным минералом является магнетит [Калинин и др., 1983; Калинин, 1986; Белоліпецкий и др., 1987].

Повышения основности пород, вмещающих редкометалльные пегматиты Колмозерского поля (главным образом метагаббродолабрадоритов) обусловлены, с одной стороны, расслоенностью массива габбродолабрадоритов и проявлением в нем железо-титанового оруденения (см. табл. 9.1, обр. 10, 11), а с другой — наложением на габбро и на вмещающие их породы верхнеархейского осадочно-вулканогенного комплекса линейных зон регионального метасоматоза догранитного этапа, характерных для всей зоны Колмозеро-Воронья (см. табл. 9.1, обр. 12, 14).

Таким образом, метасоматические процессы наиболее ранних догранитных этапов в изученных полях обусловили резкие флуктуации основности пород. Характерно, что особенно интенсивно метасоматиты основного состава

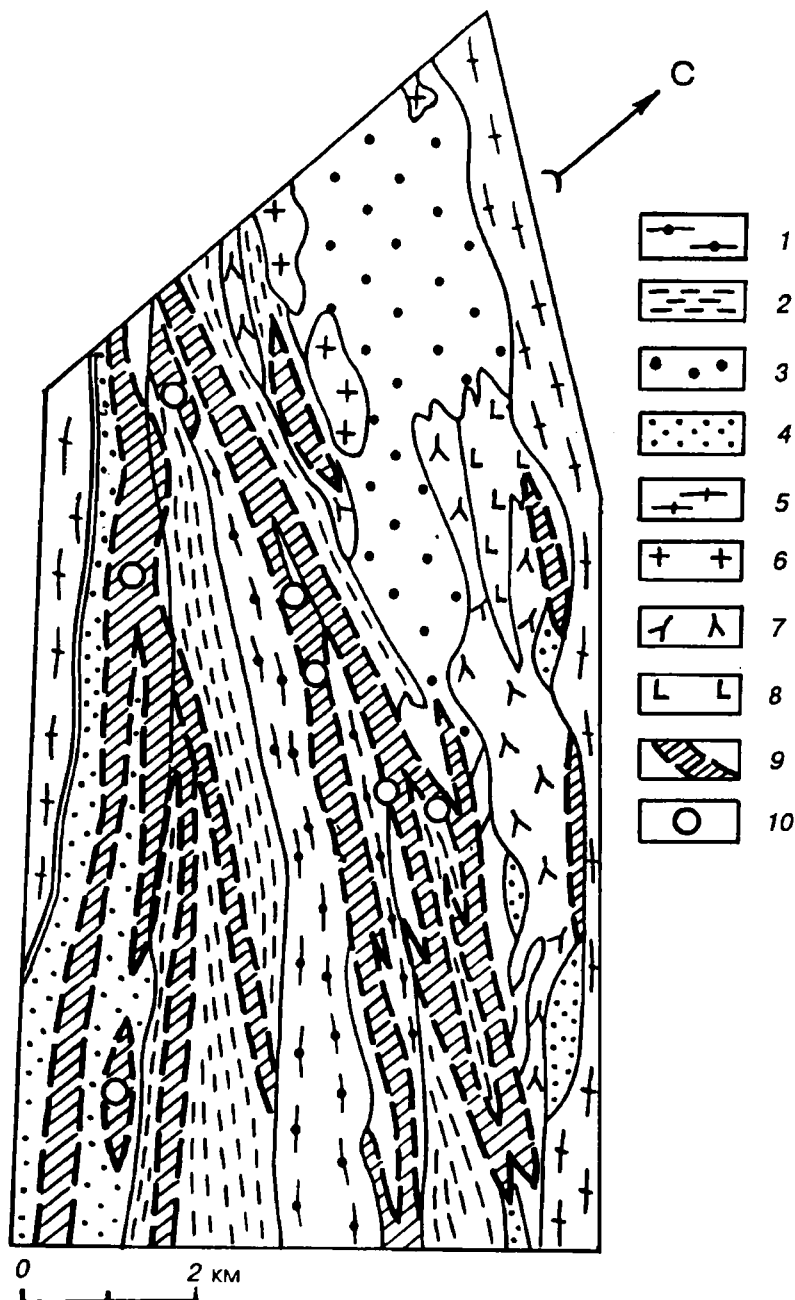


Рис. 9.2. Карта-схема размещения зон региональной биотитизации Вороньетундровского пегматитового поля [Ройзенман и др., 1980].

1—4 — комплекс кристаллических сланцев эпидот-амфиболитовой фации метаморфиза: 1 — свита гранато-биотитовых ставролитов-гранато-биотитовых и кианито-биотитовых плагиосланцев, 2 — свита биотитовых и амфиболовых лептитов с прослоями амфиболитов, 3 — свита амфиболитов, 4 — свита гранатово-биотитовых (со ставролитом) плагиогнейсов; 5, 6 — комплекс основания: 5 — мигматит-граниты, 6 — турмалин-мусковитовые и турмалиновые граниты; 7 — интрузивные метабазиты, метагаббро, метадиабазы; 8 — кварцевые метаплагиогранит-порфиры; 9 — зоны биотитовых региональных метасоматитов; 10 — участки с жилами редкометалльных пегматитов.

ва развивались именно в тех разновидностях пород (амфиболитах, углистых метапелитах), к которым в этих полях приурочены жилы редкометалльных пегматитов.

Метасоматоз следующего гранитного этапа представлен различными типами образований. Их общей чертой является присутствие слюдястых разностей, в той или иной степени обогащенных редкими щелочными элементами. На этом основании некоторые исследователи [Гордиенко и др., 1987]

Таблица 9.2

Состав региональных метасоматитов II (гранитного) этапа

Тип порода	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	B ₂ O ₃	F	S _{total}	C	H ₂ O'
		мас. %														

Завитинское пегматитовое поле в Забайкалье

Колонка 1																
1	7	67,6	0,7	16,4	3,7	1,2	0,08	1,1	3,8	1,8	0,12	0,14	0,05	0,03	2,0	1,8
2	7	60,7	0,8	18,0	6,0	1,7	0,08	1,0	3,7	2,7	0,19	0,71	0,25	0,01	1,9	2,7
3	3	53,6	0,9	16,3	4,4	1,4	0,7	0,6	3,6	0,9	0,26	3,04	0,44	0,02	11,7	2,0
Колонка 2																
4	5	52,7	0,6	12,4	16,2	3,6	0,22	0,8	3,9	0,2	0,54	0,01	0,16	2,80	2,8	2,9
5	4	50,8	0,9	15,3	14,6	4,5	0,20	1,0	5,2	1,0	0,59	0,02	0,21	0,72	4,4	2,6

Вороньегундровское пегматитовое поле, Кольский полуостров

Колонка 1																
6	13	50,1	1,3	15,0	11,9	7,0	0,2	10,5	0,2	2,1	0,13	0,01	0,03	Не опр.	Не опр.	1,04
7	6	49,9	0,9	15,2	11,9	7,6	0,2	9,4	3,4	2,8	0,13	0,02	0,02	»	»	0,82
Колонка 2																
8	3	48,7	1,1	11,8	14,2	7,9	0,2	12,6	0,3	1,7	0,08	Не опр.	0,05	0,50	0,15	Не опр.
9	2	50,8	1,1	17,3	12,6	6,1	0,2	8,1	1,9	2,6	Не опр.	»	Не опр.	Не опр.	»	»

Колмозерское пегматитовое поле, Кольский полуостров

Колонка 1																
10	3	47,5	0,2	27,5	4,7	2,8	0,1	14,9	0,2	2,0	0,02	0,0005	0,005	Не опр.	Не опр.	1,20
11	2	47,7	0,2	23,9	5,9	5,7	0,1	11,7	0,8	2,4	0,03	0,001	0,01	»	»	1,50
Колонка 2																
12	2	46,0	2,0	13,1	17,2	6,8	0,2	12,0	0,2	1,9	0,04	0,001	0,005	Не опр.	Не опр.	0,53
13	2	38,5	1,8	22,0	17,0	12,0	0,1	0,6	3,6	0,5	0,27	0,001	0,16	»	»	3,40

Тип породы	Число проб	Ni	Co	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sn	W	Be	Ba	Sr	Sc	ΣTR	Li	Rb	Cs

Завитинское пегматитовое поле в Забайкалье

Колонка 1																		
1	7	21	11	88	45	13	22	89	13	6	1,9	1400	190	14	123	300	300	30*
2	7	32	19	120	56	27	25	110	30	10	6,0	950	210	20	230	500	200	180
3	3	26	8	83	67	35	14	124	235	30	130	680	150	17	207	600	300	130
Колонка 2																		
4	5	33	44	99	39	1235	4	280	8	5	1,6	770	83	12	99	640	400	60
5	4	27	24	137	45	260	11	275	9	4	2,0	820	96	18	164	790	450	180

Вороньегундровское пегматитовое поле, Кольский полуостров

Колонка 1																		
6	28	44	26	68	63	90	<1	90	2	Не опр.	Не опр.	105	88	Не опр.	Не опр.	30	20	5
7	26	34	27	94	44	60	1	80	3	»	»	453	93	»	»	110	140	60

Колмозерское пегматитовое поле, Кольский полуостров

Колонка 1																		
10	3	60	25	100	120	10	3	30	2	Не опр.	<3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	22	3	Не обн.
11	2	100	90	90	10	15	3	80	5	»	<3	»	»	»	»	192	94	35
Колонка 2																		
12	2	80	200	500	20	200	2	200	Не обн.	»	<3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	20	3	Не обн.
13	2	30	40	200	10	60	10	100	3	»	<3	»	»	»	»	90	108	32

Примечание. 1—5 — Завитинское поле [Кузнецова, Загорский, 1987]; 1—3 — углистые металлеориты (1) и развитые по ним региональные метасоматиты биотит-плагиоклазовые (2) и турмалиновые (3); 4, 5 — сульфидные породы, биотитизированные на метаморфическом этапе (4) и развитые по ним метасоматические биотитовые сподиты II этапа (5); 6—9 — Вороньегундровское поле; 6, 7 (колонка 1 [Кузнецова, 1986]) — исходные амфиболиты и развитые по ним региональные биотитовые метасоматиты; 8, 9 (колонка 2) — двоякостовые метасоматиты I этапа и развитые по ним биотитовые метасоматиты II этапа (8 — [Белопещный и др., 1987], 9 — [Ройзена и др., 1980]); 10—13 — Колмозерское поле (данные Л.Г. Кузнецовой): 10, 11 (колонка 1) — крупнозернистый габброанортит в он же с "гнейдами" биотита и клорита; 12, 13 (колонка 2) — мезократовое габбро, обогащенное титаномагнетитом (12) и развитый по нему хлорит-жидротитовый метасоматит I этапа с наложенной биотитизацией II этапа. Звездочкой отмечены повышенные содержания Li, Rb, Cs, обусловленные тем, что при их отборе не удалось выйти за пределы орислов поля редкометалльных пегматитов.

предлагают выделить их как специфическую редкощелочнометалльную формацию. Однако существующие между ними различия в структурном положении, масштабах проявления, характере минерализации и контрастности геохимических аномалий требуют дополнительного обсуждения.

Первая группа представлена главным образом региональными биотитовыми метасоматитами. В тех пегматитовых полях, где они изучены детально [Глебов и др., 1973; Кузнецов и др., 1976; Овчинников и др., 1976; Ройзенман и др., 1980; Гордиенко и др., 1981, 1987; Кузнецова, Загорский, 1987], биотитизация в слабой степени охватывает всю толщу пород, вмещающих граниты и пегматиты, но наиболее интенсивно проявляется в зонах повышенной проницаемости, секущих породы основного состава (рис. 9.2).

Так, в Вороньегундровском пегматитовом поле (Кольский полуостров), по данным Ф.М. Ройзенмана с соавторами [1980] и нашим наблюдениям [Кузнецова и др., 1976], биотитизации подверглись в основном пара- и ортоамфиболиты и развитые по ним метасоматиты основного состава (I этапа) — так называемые “базификаты”. Биотитизация проявляется в них по сети субпараллельных трещин или плоскостей отслоения. При наложении биотитизации на рассланцованные амфиболиты возникают полосчатые породы, представленные чередующимися полосами существенно роговообманкового и биотитового составов. На фронте биотитизации образуется мономинеральная роговообманковая кайма.

Внешне биотитовые метасоматиты представляют собой тонко- или мелкозернистые породы со сланцеватой текстурой и лепидогранобластовой структурой. Главными породообразующими минералами являются биотит (45—70 %), плагиоклаз (6—30 %), кварц (2—20 %), эпидот (<5 %), иногда встречаются реликтовые зерна роговой обманки, замещаемой биотитом. Акцессорные минералы представлены титаномagnetитом, титанитом, турмалином, изредка калишпатом.

Из метасоматитов основного состава (I этапа) особенно интенсивно подверглись биотитизации диопсидовые разности. Видимо, это связано с тем, что в отличие от остальных “базификатов” они пространственно разобцены с зонами кислотного выщелачивания [Белолипецкий и др., 1987]. При наложении биотитизации на диопсидовые разности метасоматитов I этапа образуются породы с тонким чередованием полосок мономинерального диопсидового, роговообманкового и биотитового составов. Таким образом, биотитизация особенно интенсивно проявляется в тех же, что и основные метасоматиты, линейных зонах протяженностью до 10 км, шириной до 300—400 м.

В формировании биотитовых метасоматитов Вороньегундровского поля наиболее существенно обогащение пород калием. Характерно также снижение содержания Ca, Mg, Fe, Ti, Na, хотя большей частью эти элементы, а также Si и Al перераспределяются между внутренними и внешними частями метасоматической колонки (табл. 9.2). Пестрота состава исходных пород, подвергшихся к тому же метасоматическим преобразованиям предшествовавшего этапа, является причиной некоторых разногласий в истолковании поведения Si, Ca, Na в работах, посвященных этому вопросу [Ройзенман и др., 1980; Белолипецкий и др., 1987; Гордиенко и др., 1987].

В Завитинском пегматитовом поле (Забайкалье) метасоматиты этого типа приурочены к линейным зонам постметаморфических тектонических нарушений, секущих терригенно-осадочные породы вместе с заключенными в них линзами гидротермалитов раннего догранитного этапа метасоматоза, а также пластовые и жильные тела субвулканических пород [Кузнецова, Загорский, 1987]. Они представлены минеральными ассоциациями с различным со-

отношением слюд (биотита и мусковита), плагиоклаза, турмалина и углисто-го вещества. Морфологически они относятся к образованиям трещинно-прожилкового типа. Скопления прожилковых метасоматитов образуют линейные зоны мощностью до 200 м, прослеживающиеся на несколько километров. В таких зонах отсутствует четкая зональность, однако, как правило, краевые их участки (мощностью десятки метров) представлены в основном слюдястыми метасоматитами с альбитом, турмалином и переотложенным в виде пятен и прожилков углистым веществом, а центральные (мощностью не более первых метров) — мелкозернистыми турмалинитами, в которых зерна турмалина цементируются углистым веществом.

Хотя расположение метасоматитов этой группы в целом не подчиняется литологическому контролю, состав исходных пород влияет на характер минеральных изменений и их интенсивность, особенно в краевых частях зон. При этом главным образом сказываются различия основности и глиноземистости субстрата. Так, по исходным метапелитам (наименее основным и наиболее глиноземистым породам "фона") развивались мусковит и альбит. Если же исходным субстратом служили породы, переработанные метасоматозом I этапа (существенно более основные и менее глиноземистые), то по ним развивался главным образом биотит с подчиненным количеством альбита. Особенно интенсивно биотитизация шла по линзам с сульфидами, вплоть до образования почти мономинеральных биотитовых слюдитов.

И альбит-мусковитовые, и биотитовые метасоматиты, развитые в краевых частях региональных трещинно-прожилковых зон, независимо от исходного субстрата, характеризуются одинаковым направлением его химической переработки — ростом глиноземистости и общей щелочности пород при различном поведении железа и магния (см. табл. 9.2, рис. 9.5—9.11). Поскольку этот

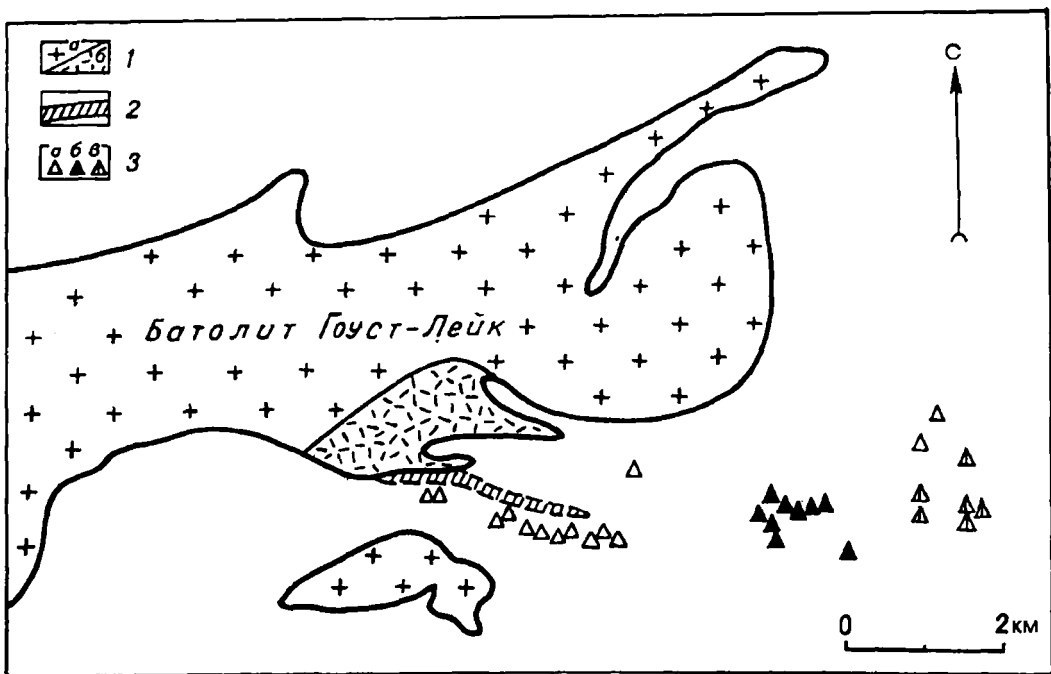


Рис. 9.3. Карта-схема размещения зон гольмквиститовых метасоматитов около батолита Гоуст-Лейк в Канаде [Breaks, Moore, 1992].

1 — пегматондные граниты главного (а) и района бериллиевого проявления (б); 2 — гольмквиститовые метасоматиты; 3 — редкометалльные пегматиты (а — берилл-колумбитовые, б — сподумен-берилл-танталитовые, в — альбитовые).

щелочной метасоматоз проявлялся сильнее при наложении на более основные породы (гидротермалиты I этапа), то из двух его фациальных разновидностей шире развиты биотитовые слюдиты.

Состав турмалинитов, наблюдающихся в центре зон, в отличие от метасоматитов краевых зон, характеризуется резко пониженным содержанием щелочей, что отражает инверсию щелочности охлаждающихся растворов. Кроме того, эти растворы, вероятно, обладали высокой окислительной способностью, так как попавшие в зону их действия сульфиды замещались окислами. Необходимо отметить повышенную подвижность в этом процессе углестого вещества.

Вторая группа допегматитовых метасоматитов "гранитного" этапа встречается довольно редко. Она представлена ассоциациями, включающими минералы, характерные также для экзоконтактов редкометалльных пегматитов, например гольмквистит, литиевые слюды. Эти минеральные ассоциации образуют зоны (обычно вдоль тектонических нарушений), разобщенные в пространстве с редкометалльными пегматитами.

Один из районов, где известны метасоматиты такого типа, расположен вблизи гранитного батолита Гоуст-Лейк в Канаде и описан в работе Ф.В. Брикса и Д.М. Мура [Breaks, Moore, 1992]. Сподуменовые пегматиты жильной серии Мэвис-Лейк располагаются на расстоянии $>3,5$ км от этих метасоматитов. Судя по схематической геологической карте (рис. 9.3), метасоматиты прослеживаются в виде узкой полосы (ширина 2—10 м и длиной 2,5 км) от контакта пегматоидных гранитов в сторону жильной серии сподуменовых пегматитов (но не достигая их).

Главная минеральная ассоциация данных образований — гольмквистит-пирит-мусковит-дравит-флогопитовая. Краевой является ассоциация гольмквистит-биотитовая, развитая по сети трещин и непосредственно контактирующая с исходными актинолитовыми и роговообманковыми метавулканитами.

Метасоматиты пересечены жильными телами наиболее поздней фазы дифференцированного гранитного батолита. Авторы считают их "сенмагматическими" на основании того, что в краевой зоне батолита в первичном мусковите лейкократовых гранитов присутствуют мелкие включения гольмквистита и антофиллита. Можно предположить, что в этой жилородной зоне с резкими контактами содержания щелочей, по крайней мере калия и лития, а также фтора и бора, очень высоки. Вызывает сомнение сингенетичность основной минеральной ассоциации. В частности, присутствие в ней пирита наводит на мысль, что и здесь щелочные метасоматиты могли избирательно замещать пласт пород, обогащенных серой и железом.

В литературе описано еще несколько случаев, когда гольмквистит и высоколитиевые слюды (типичные для экзоконтактов редкометалльных жил) развиты вне прямого контакта с жилами [Гордиенко и др., 1975, 1987; Kesler, 1961]. Представленные в этих работах метасоматиты пространственно все же довольно тесно сопряжены с редкометалльными пегматитовыми жилами, находясь с ними в единых тектонически ослабленных зонах. Как правило, их отделяют от жил лишь десятки, редко первые сотни метров.

Т.Л. Кеслером [Kesler, 1961] изучались метасоматиты рядом со сподуменовыми пегматитами района Кингс-Маунтин (США). По его данным, метасоматиты образуют зоны мощностью до 20 м около пегматитов, но не всегда на контакте с ними. Метасоматиты состоят из крупночешуйчатого биотита, частично замещаемого хлоритом, и содержат переменное количество черного турмалина, гольмквистита, а также аксессуарных пирротина и халькопирита.

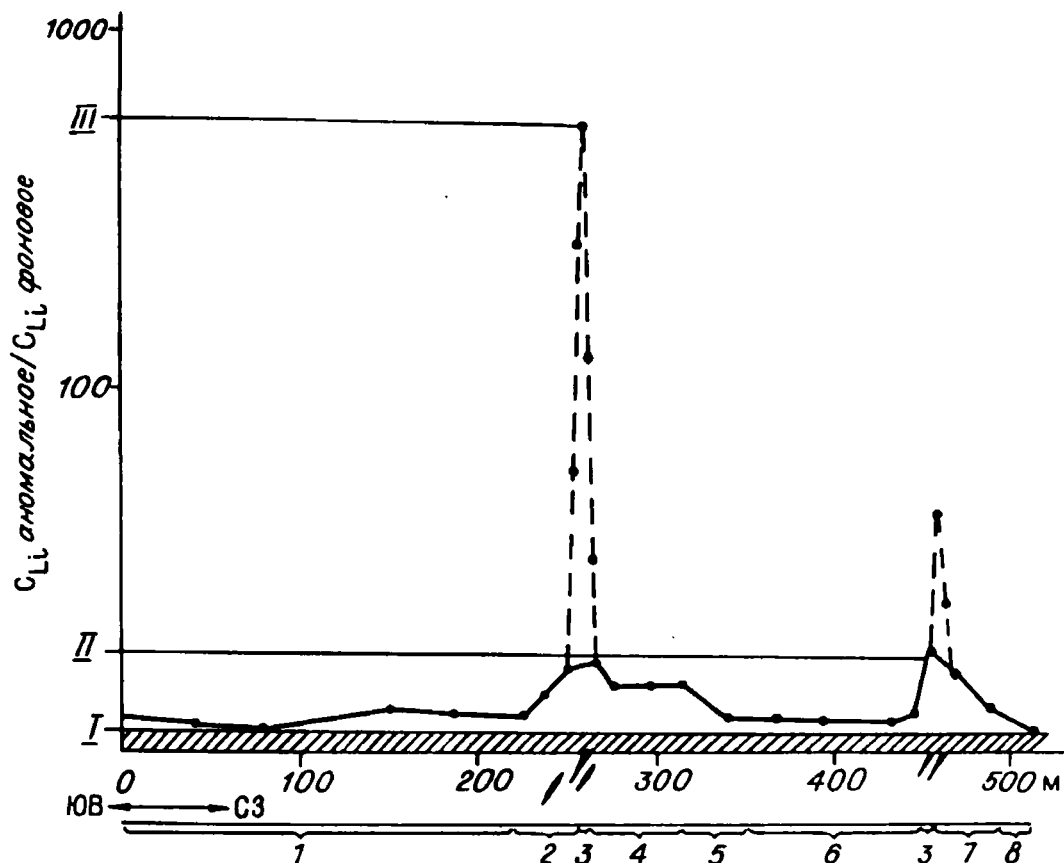


Рис 9.4. Распределение лития по профилю через месторождение Колмозеро (западный фланг, г. Безымянная).

1—8 — интервалы смены пород с ЮВ на СЗ: 1 — крупнозернистый габброанортозит, 2 — то же, с гнездами биотита и хлорита, 3 — пегматитовая жила литиевого типа, 4 — среднезернистое мезократовое габбро, интенсивно биотитизированное и хлоритизированное, иногда с гольмквиститом вблизи контактов пегматитовых жил (<3 м), 5 — слабо измененное мезакратовое габбро с прослойками, обогащенными титаномagnetитом, 6 — чередование меланократовых титаномagnetитовых габбромилонитов и тонкополосчатых амфиболитов, 7 — хлоритизированные биотитовые гнейсы, 8 — хлорит-ждритовые метасоматиты с крапленностью сульфидов. I—III — уровни концентраций Li в метасоматитах разных типов: I — в зонах допегматитовой региональной биотитизации вне воздействия жил (>0,5 км), II — в зонах повышенной проницаемости, подвергшихся предпегматитовому метасоматозу, III — в зонах синпегматитового околожильного метасоматоза. C_{Li} — содержание лития в породе.

Судя по реликтам исходных пород, они развивались по брекчированным амфиболитам, причем зоны дробления трассируют тектонические нарушения, параллельные тем, которые вмещают крупные сподуменовые жилы.

По Т.Л. Кеслеру [Kesler, 1961], образование метасоматитов происходило в такой последовательности. Первый этап — допегматитовый — включает брекчирование вмещающих пород, образование биотита и отложение турмалина. Биотит и в целом метасоматические породы на этом этапе содержат незначительное количество редких щелочных элементов. Второй этап — наложение на эти, а также на неизмененные породы экзоконтактового метасоматоза вокруг внедрившихся редкометалльных пегматитовых жил с образованием гольмквистита. На конечном этапе (постпегматитовом) по этим же породам развивались сульфиды, а биотит частично замещался хлоритом.

Другим примером являются метасоматиты, описанные В.В. Гордиенко с авторами [1975, 1981, 1987] на месторождении сподуменовых пегматитов Колмозеро (Кольский полуостров). Вмещающие породы здесь — метагаббролаб-радориты. По данным цитированных исследователей и нашим наблюдениям,

гольмквиститизация метагаббро проявлена не только непосредственно на контактах сподуменовых жил, но и на расстоянии 100—200 м от жильной серии в ее лежащем боку. Гольмквиститизированные породы образуют небольшие линзовидные зоны (шириной до 5 м) среди роговообманковых, жедритовых, биотитовых и хлоритовых метасоматитов, развитых по частично катаклазированным и милонитизированным породам, трассирующим тектонические нарушения на контакте интрузии габбролабрадоритов с метаморфизованными породами осадочно-вулканогенного комплекса (биотитовыми и амфиболитовыми сланцами). Зоны этих метасоматитов располагаются параллельно контактам сподуменовых жил. Вдоль тектонических нарушений роговообманковые, жедритовые, хлоритовые и биотитовые метасоматиты (кроме гольмквиститовых разностей) прослеживаются еще на несколько километров за пределы простиранья пегматитовой жильной серии. Уже на удалении первых сотен метров от нее, по нашим данным, уровень содержания щелочных элементов в них снижается до фоновых значений (рис. 9.4).

Участки гольмквиститизации, а также маломощные кварцевые прожилки с турмалином, наоборот, сконцентрированы в зонах трещиноватости в непосредственной близости от пегматитовых жил (до 100—200 м от центральной жильной серии). Вдоль простиранья этих же зон встречаются маломощные разбужденные жилы альбитизированного пегматита без сподумена или с небольшим его содержанием. Гольмквистит в этих зонах, так же как и на контактах сподуменовых жил, ассоциирует с обогащенными литием слюдой, хлоритом и амфиболами. Эта локально проявленная минерализация, судя по приведенной нами реконструкции, развивалась путем наложения преимущественно на регионально проявленные метасоматиты догранитного этапа либо на прослой рассланцованных рудных габбро. Установлено, что гольмквистит развивался более интенсивно по метасоматитам с высоким содержанием Mg, чем по породам, обогащенным Fe (табл. 9.3). По нашему мнению, нет оснований подобно В.В. Гордиенко и др. [1987] и В.Г. Кривовичеву [1988а] категорически настаивать на объединении в единую метасоматическую колонку гольмквиститсодержащих разностей и измененных пород предшествующих этапов.

Таким образом, строго говоря, лишь Гоуст-Лейк можно признать объектом, где гольмквиститсодержащие метасоматиты действительно пространственно разобщены со сподуменовыми пегматитами и, несомненно, им предшествуют, хотя разрыв во времени может быть небольшим. В этой ситуации целесообразно выделять предпегматитовый этап преобразования пород под воздействием погонных, являющихся производными того же очага, что и редкометалльные пегматиты, но опережающих последние. По своей генетической сути предпегматитовые метасоматиты более близки околожильным ореолам, чем допегматитовым метасоматитам собственно гранитного этапа, хотя полностью их нельзя отождествлять ни с теми, ни с другими.

В целом метасоматоз "гранитного" этапа имел преимущественно щелочной характер и сопровождался привнесением в породы K и выносом Fe, Mg, Ca, Ti (исключение составляют трещинно-прожилковые биотит-плагноклазовые метасоматиты Завитинского поля, которые обогащены Fe и Mg по сравнению с субстратом (см. табл. 9.2)). На поведение Si, Al, Na в этом процессе влияли состав исходных пород и степень проявления поздней стадии возрастания кислотности, продукты которой обычно развиты в подчиненном количестве. Кроме K на щелочной стадии в породы привносились Li, Rb, Cs, причем, если в региональных биотитовых метасоматитах их содержания лишь в 2—3 раза превышают фоновые, то в локально проявленных гольмквистит-слюдистых

Таблица 9.3

Состав допегматитовых метасоматитов гранитного этапа, локализованных вблизи жильной серии редкометалльных пегматитов (Кольозерское поле, Кольский полуостров)

Тип пород	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	F	П.п.п.
		мас. %											
<i>Колонка 1, мезократовый габброамфиболит</i>													
1	1	46,0	2,0	13,1	17,2	6,8	0,2	12,0	0,2	1,9	0,04	0,005	0,53
2	1	44,9	1,9	16,0	18,1	5,5	0,2	10,4	0,8	0,7	0,04	0,07	1,34
<i>Колонка 2, прослой титано-магнетитового габбро</i>													
3	2	44,7	2,9	12,1	22,3	5,7	0,3	9,4	0,4	2,1	0,14	0,01	0,30
4	1	43,1	2,9	11,5	22,7	6,3	0,3	11,1	0,6	1,3	0,06	0,01	0,31
5	1	41,3	2,2	12,7	24,4	6,6	0,3	10,1	0,8	1,3	0,07	Не опр.	0,43
6	1	45,5	3,4	11,4	23,3	4,6	0,3	8,4	1,7	0,8	0,22	»	0,41
<i>Колонка 3, хлорит-актинолитовые метасоматиты I этапа</i>													
7	2	51,2	0,1	6,9	11,0	17,1	0,2	11,1	0,4	0,5	0,04	0,02	1,27
8	1	55,3	0,1	13,9	10,2	13,0	0,1	2,8	0,4	0,3	0,06	0,04	2,11
9	1	58,8	0,1	13,4	9,3	12,1	0,1	1,4	0,2	0,1	0,60	0,04	1,65
<i>Колонка 4, жедритизированные на I этапе биотит-амфиболовые сланцы</i>													
10	1	65,8	1,2	12,9	10,8	6,9	0,1	0,4	1,0	0,1	0,25	0,02	0,67
11	1	65,4	0,6	10,3	12,1	4,1	0,1	2,0	0,2	3,8	0,23	0,08	1,05
12	1	63,3	0,7	11,1	11,2	5,8	0,1	0,8	2,6	1,8	0,05	0,11	2,35
13	9	66,7	0,7	11,4	8,0	5,7	0,06	1,4	1,9	2,0	0,11	0,33	1,13

Окончание табл. 9.3

Тип пород	Число проб	Ni	Co	V	Cr	Cu	Rb	Zn	Ag	Sn	B	Be	Li	Rb	Cs
		г/т													
<i>Колонка 1</i>															
1	1	80	200	500	20	200	2	200	0,10	<1	10	<3	110	3	Не обн.
2	1	30	60	500	10	50	6	500	0,03	1	10	3	4130	278	32
<i>Колонка 2</i>															
3	2	55	150	200	10	260	4	250	0,09	<1	<10	<3	178	11	Не обн.
4	1	80	300	600	10	100	2	300	0,10	1	10	<3	342	18	»
5	1	100	100	500	10	50	1	300	0,02	6	10	3	684	132	20
6	1	30	40	200	10	200	6	300	1,00	3	10	3	1150	811	220
<i>Колонка 3</i>															
7	2	1000	500	80	60	80	Не обн.	200	0,20	1	20	3	193	56	10
8	1	180	100	60	<10	10	3	200	0,02	10	20	3	10150	46	11
9	1	200	200	60	50	10	Не обн.	100	0,02	5	20	3	14850	47	20
<i>Колонка 4</i>															
10	1	10	10	60	10	10	6	50	0,02	3	<10	<3	20	15	Не обн.
11	1	40	100	30	20	100	8	80	0,20	2	<10	<3	134	28	14
12	1	50	60	30	10	40	6	100	0,03	10	<10	<3	562	522	122
13	9	44	2,5	150	13								2708	480	392

Примечание. Колонки 1-3 — изменение пород в зонах гольмквиститизации вне прямого контакта с редкометалльными пегматитовыми жилами, но не далее 10-20 м от главной жильной серии; колонка 4 (обр. 10-12) — воздействие Li-метасоматоза на породы I этапа на значительном удалении от главной жильной серии (исходный обр. 10-500 м, обр. 11, 12 — 250 м), однако обр. 11, 12 всего в 10 м от одиночных разбуриваемых редкометалльных жил-сателлитов. Типы пород: обр. 1, 3, 7, 10 (аналогичны обр. 11-13 в табл. 9.1) — исходные для Li-метасоматоза; обр. 2, 5, 6 — биотит-гольмквистит-роговообманковые метасоматиты; обр. 8, 9 — хлорит-гольмквиститовые метасоматиты; обр. 11, 12 — рекристаллизованные без изменения минерального состава хлорит-биотит-жедритовые метасоматиты I этапа; обр. 13 — кварц-биотит-гольмквиститовые метасоматиты [Гордиенко и др., 1987], которые, по вашему мнению, развивались по хлорит-биотит-жедритовым метасоматитам I этапа, обогащенным Li на II этапе (обр. 11, 12). Все типы пород (1-13) — данные Л.Г. Кузнецовой.

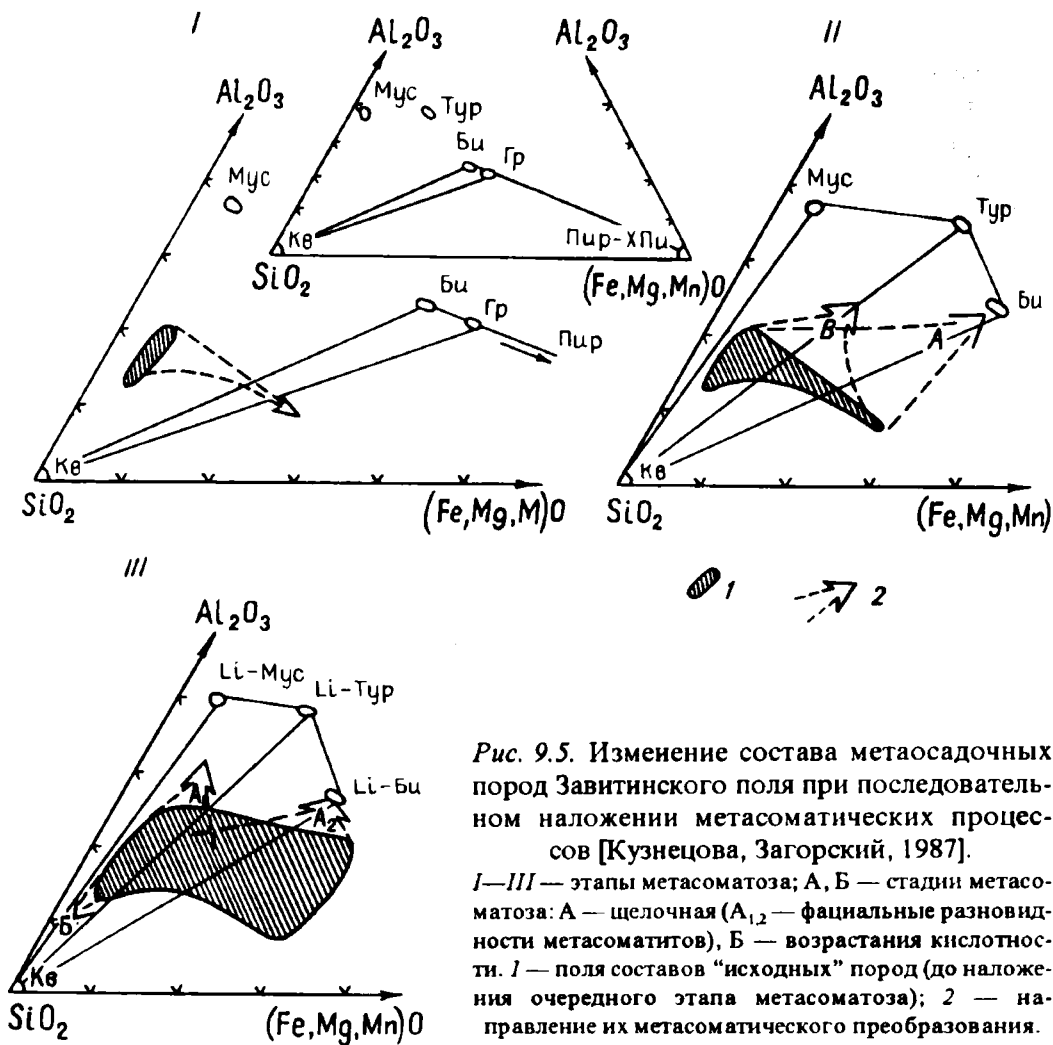


Рис. 9.5. Изменение состава метасадочных пород Завитинского поля при последовательном наложении метасоматических процессов [Кузнецова, Загорский, 1987].

I—III — этапы метасоматоза; А, Б — стадии метасоматоза: А — щелочная (А_{1,2} — фациальные разновидности метасоматитов), Б — возрастания кислотности. 1 — поля составов “исходных” пород (до наложения очередного этапа метасоматоза); 2 — направление их метасоматического преобразования.

метасоматитах их содержания могут достигать первых процентов. Естественно, что, согласно правилу Д.С. Коржинского [1956] о “волне отраженной щелочности”, метасоматоз щелочной стадии наиболее интенсивно развивался по породам основного состава (в том числе метасоматитам), играющим, таким образом, роль геохимического барьера (рис. 9.5).

9.2. ЭКЗОКОНТАКТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

Формирование околожильных ореолов осуществлялось как на этапе первичной кристаллизации минералов пегматитов из расплавов-растворов, так и на послемагматическом этапе развития метасоматических процессов в пегматитах [Глебов и др., 1974; Загорский и др., 1977; Загорский, Кузьмина, 1979; Загорский, Макагон, 1983].

Имеющиеся материалы позволяют выделить несколько типов метасоматических колонок ореолов в зависимости от состава пород, вмещающих пегматитовые жилы, и от состава самих жил. Установлено [Кузнецова, 1986], что зональное строение ореолов обусловлено совмещением метасоматических колонок разных стадий процесса: щелочной стадии и стадии возрастания кислотности в соответствии с эволюцией растворов по мере снижения их температуры.

Наиболее контрастно экзоконтактовые изменения возле редкометалльных жил проявляются в породах основного состава, главным образом это пара- или ортоамфиболиты. Около большинства редкометалльных пегматитовых жил

среди образований ранней щелочной стадии краевой является зона перекристаллизации амфиболитов, ее сменяет зона гольмквистит-роговообманковых метасоматитов, а затем биотит-гольмквиститовых метасоматитов либо анхимономинеральных слюдитов (табл. 9.4). В случае неполного проявления зональности часто наблюдаются только краевые зоны колонки. В некоторых полях наряду с биотитом, а иногда и вместо него в тыловой зоне колонки по амфиболитам образуется хлорит, например около жил сподуменовых пегматитов месторождения Колмозеро (Кольский полуостров) или в экзоконтактах редкометалльных жил с петалитом и сподуменом Вишняковского месторождения [Загорский, 1978]. Но на контактах этих же жил широко представлен и обычный тип метасоматической зональности. Изучение первичных включений в минералах методом гомогенизации показало, что хлоритовые и биотитовые метасоматиты формировались при одинаковой температуре [Кузьмина и др., 1978]. Таким образом, хлоритовые породы на отдельных участках контактов можно интерпретировать как фациальную разновидность метасоматитов щелочной стадии, образовавшуюся в связи с изменением соотношений активностей летучих (F и H₂O) в метасоматических флюидах [Загорский, Макагон, 1980].

Возле жил комплексных пегматитов проявлена еще одна фациальная разновидность метасоматитов щелочной стадии — анхимономинеральные высокофтористые слюдиты. Проявление слюдитов на контактах этих жил четко коррелирует с характером размещения в них редкометалльной минерализации. Так, возле поллуцитоносных жил Вороньетундровского месторождения, в которых цезиевая минерализация располагается гнездами, приуроченными к раздувам, метасоматиты фации низкой активности фтора (гольмквиститовые и биотит-гольмквиститовые породы) формируют широкий ореол (1—10 м от контактов в рассланцованных амфиболитах), огибающий практически всю жилу. В его пределах метасоматиты фации повышенной активности фтора — анхимономинеральные биотитовые слюдиты с цоизитом — распространены значительно локальнее (обычно не далее первых дециметров от контактов) и, как правило, приурочены к участкам жил с особенно богатой редкометалльной минерализацией, включающей блоковый поллуцит. Специфику этих пород определяют характерный габитус, окраска и оптические константы биотита, неустойчивость в ассоциации с ним гольмквистита [Кузнецова, 1980].

Интересным примером является жила Музейная в Урикско-Ийском грабене (Восточный Саян), представляющая собой линзовидное тело, залегающее в массивных метагабброамфиболитах. По своему строению она как бы целиком сложена ядерной зоной с богатой редкометалльной минерализацией, в том числе с блоковым поллуцитом, и интенсивно развитыми автосоматическими комплексами. Около жилы Музейной вдоль всего ее контакта наблюдается наложение высокофтористых биотитовых слюдитов с цоизитом непосредственно на исходные роговообманковые породы.

В экзоконтактах жил с литиевой специализацией либо с относительно бедной комплексной минерализацией, как правило, развиты лишь метасоматиты фации низкой активности фтора. Образования фации высокой активности фтора наиболее характерны для экзоконтактов цезиеносных жил (включая жилы с поллуцитом, как на месторождениях Вороньетундровское и Гольцовое, и без поллуцита, но с рубидий-цезиевыми слюдами в поздних пегматитовых комплексах, как на Вишняковском и Александровском месторождениях). Однако выявленная закономерность имеет исключения (хотя и крайне редкие). Например, высокофтористые (до 8 % F) флюорит-циннвальдитовые слюдиты установлены в экзоконтактах бедных цезием олово-танталоносных пегматитов в Мензинском поле в Центральном Забайкалье.

Минеральный состав метасоматитов в экзоконтактах редкометалльных пегматитовых жил

№ зоны	Поле				
	Полмостуарское	Ворыньстудровское	Гольцовое	Асу-Бувакское	
	Комплексный тип				
	Латерный тип в амфиболитах	в амфиболитах с гнейзовым размещением популшта	в мегагаббро раздув с популштом	в Би-сланцах с мелкокрашешным популштом	в Би-гранитах гнейза популшта
	флаваг жилы	раздув с популштом			
0	Рог ₆₂ +Пл ₂₃ +Кв	Рог ₃₆ +Пл ₂₄ +Кв	Рог ₃₅ +Пл ₂₄ +Кв	Би ₁₃ +Пл ₂₄ +Кв	Би ₁₉ +Пл ₃₉ +Мкр+Кв
1	Рог ₆₄ +Пл ₂₂ +Кв	Рог ₆₁ +Пл ₁₅ +Кв	Рог ₆₁ +Пл ₁₅ +Кв	Би ₇₆ +Пл ₂₉ +Кв	Би ₆₂ +Пл ₂₃ +Мкр+Кв
2	Рог ₆₇ +Гол ₇₃ +Пл ₂₀ +Кв	Рог ₆₆ +Гол _{57,40} +Пл ₁₂ +Кв	Рог ₆₇ +Гол ₅₉ +Пл ₁₂ +Кв	—	—
3	Рог ₆₈ +Гол ₄₄ +Би ₄₄ +Пл ₁₅ +Кв	Рог ₆₈ +Гол ₆₈ +Би ₅₅ +Пл ₆ +Кв	Рог ₆₈₋₇₀ +Гол ₆₇ +Би ₅₅ +Пл ₇ +Кв	—	—
3а	—	—	(Рог ₃₀)+Би ₆₀₋₆₅ +Эп+Пл ₂ +Кв	Би ₆₅₋₉₀ +Пл ₃ +Кв	Би ₆₀ +Пл _{3,10} +Мкр
4	(Би ₆₅)+Тур ₆₃ +Ап+Мус+Пл _{12,17} +Кв	(Би ₅₀)+Тур ₆₀ +Ап+Мус+Пл ₁₅ +Кв	(Би ₅₀)+Тур ₅₅ +Ап+Мус+Пл _{2,5} +Кв	Би ₅₃ +Тур ₆₀ +Ап+Мус+Пл _{2,10} +Кв	(Би ₆₅ +Мкр)+Тур ₆₃ +Мус+Пл _{10,15} +Кв

Примечание. Цифры в индексах обозначают основность плагноклаза и общую железистость амфиболов в спод: $F_{40} = (Fe_2O_3 + FeO) \cdot 100\% / (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)$; номера зон даны в последовательности от неизмененных пород к тыловым зонам ореолов.

Несмотря на фациальное разнообразие, химизм процессов во всех приведенных метасоматических колонках имеет одинаковую направленность и минералообразование происходит за счет привноса К и редких щелочей (табл. 9.5 и 9.6, рис. 9.6).

Образования стадии возрастания кислотности в экзоконтактах жил, залегающих в амфиболитах, представлены турмалинитами, развивающимися путем наложения на метасоматиты щелочной стадии, либо на неизменные породы. Турмалин в них ассоциирует с апатитом и мусковитом. Эти породы образуют узкую приконтактовую оторочку, а также встречаются в виде маломощных прожилков, отходящих от контактов вдоль трещин. По сравнению с процессами предшествующей стадии при турмалинизации наблюдается инверсия в поведении большинства элементов: снижаются концентрации щелочных элементов, и главная роль в минералообразовании переходит к летучим — В, Р, F, H₂O.

На Гольцовом месторождении, где некоторые поллцитоносные жилы залегают в переслаивающихся амфиболитах и биотитовых сланцах, имелась возможность наиболее корректно оценить степень влияния состава пород на метасоматические процессы. Строение минерального ореола, развивающегося по амфиболитам, полностью аналогично описанному выше. В биотитовых сланцах ореол расширяется до нескольких десятков метров, но изменения не так контрастны, как в амфиболитах. К метасоматитам щелочной стадии относятся породы с новообразованным биотитом, а кроме того исходные породы, прошедшие перекристаллизацию без изменения минерального состава, но с увеличением концентраций редких щелочей в широкой периферийной части ореола. По химическим изменениям они аналогичны гольмквиститовым и биотит-гольмквиститовым метасоматитам, развитым по амфиболитам (см. табл. 9.5). Ближе к контактам наблюдается наложение на эти образования зон высокофтористых анхимоминеральных биотитовых слюдитов. По минеральному и элементному составам они очень близки к слюдитам, развитым около поллцитоносных жил, целиком залегающих в амфиболитах (табл. 9.7).

Метасоматиты щелочной стадии у контактов жил, залегающих в сланцах, замещаются образованиями стадии возрастания кислотности — турмалинитами с мусковитом и апатитом. По сравнению с ореолами редкометалльных жил в амфиболитах по сланцам метасоматоз

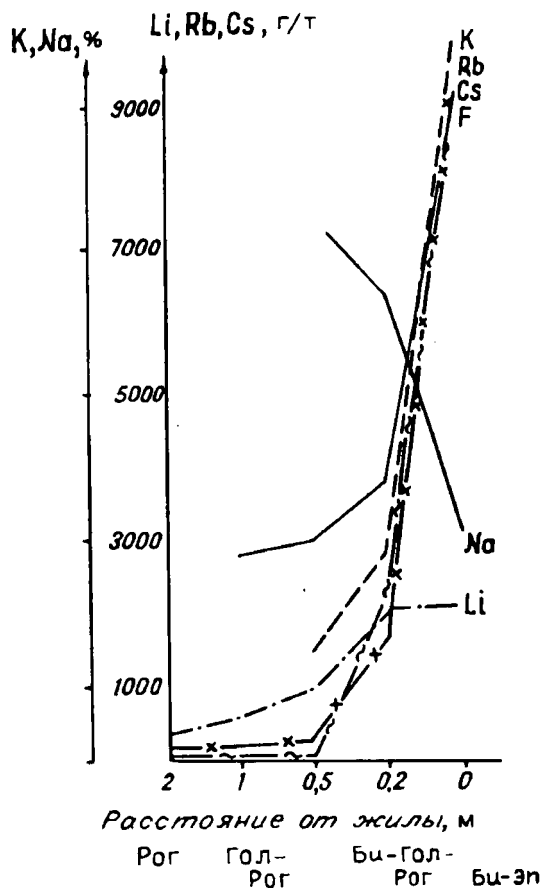


Рис. 9.6. Вариации содержаний щелочных элементов и фтора в зонах экзоконтактовой минерализации поллцитоносной жилы Вороньтундровского пегматитового поля (Кольский полуостров) (вмещающие породы — амфиболиты).

Состав экоконтактовых метасоматитов жил с литневой редкометалльной минерализацией [Кузнецова, 1980]

№ п/п	Число проб	мас. %													Sn	Be	Ti			
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	B ₂ O ₃	F	П.пл.				Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O
<i>Полмостундровское поле</i>																				
Колонка 1 (по амфиболитам)																				
1	1	55,05	1,78	13,59	13,67	3,90	0,32	8,27	0,22	3,62	0,08	0,003	0,03	0,14	0,045	0,001	He обн.	4	He обн.	He обн.
2	1	50,75	1,84	14,65	16,85	5,12	0,40	7,71	0,36	3,38	0,05	He обн.	0,05	He обн.	0,180	0,001	»	3	»	»
3	2	52,73	1,81	14,72	15,62	5,05	0,41	6,23	0,28	3,35	0,10	0,002	0,08	0,22	0,726	0,003	»	6	»	»
4	3	57,72	1,77	13,10	14,21	2,70	0,29	6,22	0,57	3,08	0,35	0,011	0,41	He обн.	0,342	0,007	»	6	»	»
<i>Гольцовое поле</i>																				
Колонка 2 (по биотитовым сланцам)																				
5	1	61,47	1,33	13,59	12,45	2,83	0,15	2,21	2,80	1,51	0,04	He обн.	0,05	1,13	0,007	0,008	0,002	4	He обн.	He обн.
6	2	58,55	1,10	16,67	11,87	3,15	0,08	1,70	3,39	1,35	0,07	0,016	0,14	2,73	0,275	0,035	0,015	125	»	»
7	2	58,54	0,99	18,51	10,45	2,67	0,13	1,24	4,43	0,56	0,35	0,032	1,22	2,55	0,565	0,360	0,090	400	1	12
8	2	67,35	0,83	15,76	6,23	1,39	0,09	2,06	1,77	1,22	1,16	0,335	0,35	2,00	0,124	0,028	0,006	66	He обн.	He обн.
<i>Завитинское поле</i>																				
Колонка 3 (по углистым металевогранитам)																				
9	8	62,55	0,85	17,97	4,71	1,39	0,09	0,80	4,08	2,18	0,11	0,140	0,05	5,50	0,097	0,018	0,015	13	1,9	He обн.
10	2	58,76	0,90	18,53	6,49	1,70	0,09	0,90	3,99	2,41	0,14	He обн.	0,25	5,65	0,210	0,038	0,011	30	7	»
11	3	65,16	0,62	18,07	3,62	0,90	0,11	0,62	5,42	0,83	0,48	0,570	0,83	2,55	0,530	0,197	0,032	190	33	»
12	2	61,52	0,68	20,99	3,51	1,00	0,07	1,10	5,15	0,78	0,85	1,070	0,59	2,89	0,220	0,080	0,008	96	14	»
<i>Калбинский легматитовый пояс</i>																				
Колонка 4 (по биотитовым гранитам)																				
13	1	72,38	0,38	14,04	2,67	0,70	0,06	1,45	4,40	3,44	0,07	He обн.	0,07	0,45	0,020	0,008	0,001	He обн.	He обн.	He обн.
14	3	68,71	0,60	14,99	4,41	12,05	0,03	2,06	3,87	3,51	0,19	0,014	He обн.	0,76	0,112	0,009	0,004	7	He обн.	»
15	3	68,15	0,61	15,59	4,46	1,35	0,06	1,78	2,91	2,77	0,30	0,020	»	1,53	0,322	0,051	0,027	24	»	1
16	1	71,60	0,20	15,46	2,07	0,26	0,04	1,34	4,03	1,42	1,21	He обн.	0,50	2,20	1,393	0,095	0,186	He обн.	He обн.	He обн.

Примечание. 1 — исходные амфиболиты; 2 — перекристаллизованные без изменения минерального состава; 3 — гольцвинский-роговооблачные метасоматиты; 4 — биотит-гольцвинский-роговооблачные метасоматиты; 5 — исходные биотитовые сланцы; 6 — перекристаллизованные сланцы; 7 — биотит-мусковитовые слюдисты с турмалином в ашгетом; 8 — кварц-мусковитовые метасоматиты с турмалином в ашгетом; 9 — исходные углистые металевограниты; 10 — перекристаллизованные алевролиты; 11 — слюдисты биотит-мусковитовые с турмалином в ашгетом; 12 — кварц-мусковитовые метасоматиты с ашгетом и турмалином; 13 — исходные биотитовые граниты; 14 — граниты перекристаллизованные; 15 — мусковитовые слюдисты с турмалином; 16 — кварц-мусковитовые метасоматиты с турмалином и ашгетом.

Состав эвдоконтактовых метасоматитов жила комплексного ряда Вороньегундровского поля [Кузнецова, 1980]

№ п/п	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	F	П.п.п	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Sn	Be	TI
		мас. %																		

Колонка 1, фация пониженной активности F

1	13	50,07	1,29	15,03	11,94	6,96	0,16	10,45	0,22	2,09	0,13	0,006	0,03	1,04	0,003	0,001	0,0002	2	Не опр.	Не опр.
2	3	52,44	1,11	14,03	13,70	4,97	0,20	9,34	0,10	2,79	0,04	0,008	0,08	1,53	0,051	0,001	0,001	1	»	»
3	5	52,27	1,29	14,38	15,38	5,12	0,24	8,18	0,22	2,27	0,07	0,013	0,18	1,15	0,366	0,016	0,023	8	»	2
4	2	55,44	0,98	13,33	11,71	5,45	0,26	5,57	1,38	1,30	0,07	0,097	0,64	1,90	0,443	0,621	0,615	80	»	25

Колонка 2, фация повышенной активности F

5	1	47,76	1,03	17,28	14,45	7,34	0,20	7,70	0,32	2,21	0,08	Не опр.	0,20	1,65	0,989	0,018	0,015	4	Не опр.	Не опр.
6	1	44,39	0,87	14,75	11,91	7,22	0,19	7,22	2,73	1,51	0,06	0,003	1,10	5,22	1,242	1,014	1,005	4	»	50
7	1	44,79	1,22	15,21	12,62	7,35	0,24	5,45	3,43	0,57	0,10	2,007	1,20	5,02	0,449	1,169	0,873	100	»	600

Примечание: 1—4 — колонка 1; 1 — исходные амфиболиты, 2 — рогооблачные метасоматиты, 3 — голыкист-рогооблачные метасоматиты, 4 — бнотит-голыкист-рогооблачные метасоматиты; 5—7 — колонка 2; 5 — бнотит-голыкист-рогооблачные метасоматиты, 6 — бнотит-эпидотовые метасоматиты, 7 — бнотитовые слюдисты с турмалином. № п/п даны в последовательности от исходных пород к типовым зонам ореолов. Метасоматиты фации повышенной активности F разлагаются по метасоматитам фации пониженной активности F.

Состав эвдоконтактовых высокофтористых слюдистых пегматитовых полей

№ п/п	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	F	П.п.п	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Sn	Be	TI
		мас. %																		

Примечание: 1—6 — поле: 1 — Вороньегундровское, исходные амфиболиты, контакт полудитовосной жилы [Кузнецова, 1980]; 2 — Голыковское, исходные габброамфиболиты, контакт полудитовосной жилы [Кузнецова, 1980]; 3 — Выпичковское, исходные амфиболиты, контакт жилы комплексного редкометаллового типа без полудита [Загорский и др., 1979]; 4, 5 — Александровское, исходные амфиболиты, контакт жилы P—Ta—Li типа [Глебов и др., 1974]; 6 — Завитинское, исходные бнотитизированные сульфидные линзы, контакт сподуминовой жилы [Кузнецова, Загорский, 1987]. Звездочкой отмечены данные по F для одной пробы.

стадии возрастания кислотности проявляется значительно интенсивнее (рис. 9.7). Мощность зоны турмалинизации достигает нескольких метров от контактов, а по трещинам она распространяется на десятки метров.

Изучение экзоконтактов редкометалльных жил Завитинского поля в Забайкалье, залегающих в углистых биотитовых и двуслюдяных сланцах, металевролитах, метапесчаниках, показало, что интенсивная переработка вмещающих пород с изменением их минерального состава фиксируется на расстоянии первых метров от контактов жил, возрастая до 10 м и более в зонах повышенной трещиноватости. Гораздо шире (десятки и первые сотни метров на участках большого скопления пегматитовых жил) распространен ореол перекристаллизации пород без изменения их минерального состава. По породам с высоким содержанием углистого вещества более широко развивались метасоматиты щелочной стадии: слюдиты с биотитом и литиевым фенгитом, содержащие ближе к контакту шерл и апатит. Направление химических преобразований щелочной стадии определяется возрастанием в породах количества Al, K, Li, F, B и увеличением их общей щелочности при снижении содержания Si, Na, Ca, Fe, Mg (см. табл. 9.5, рис. 9.5).

Околожильный метасоматоз стадии возрастания кислотности в целом проявлен значительно слабее. Соответствующие ему минеральные преобразования (кварц + мусковит) наблюдаются не далее первых дециметров от контактов жил и, как правило, только в наименее основных разновидностях вмещающих пород, например в метапесчаниках. Содержание кварца в них при этом возрастает до 60 %, а мусковита снижается до 20—25 %. Характерно, что уровень концентрации лития в мусковите этой стадии значительно ниже, чем в слюдах щелочной стадии [Кузнецова, Загорский, 1984]. В ассоциации с кварцем и мусковитом обычно присутствуют турмалин и апатит. Направление химических преобразований для данной стадии определяется снижением в породах количества Al, Fe, Mg, Ca, а также всех щелочных элементов и ростом содержания Si.

Для жил редкометалльных пегматитов, залегающих в г р а н и т а х (например, в полях Калбинского пегматитового пояса в Восточном Казахстане), состав которых ближе всего составу самих пегматитов, экзоконтактовые метасоматические процессы проходили наименее интенсивно.

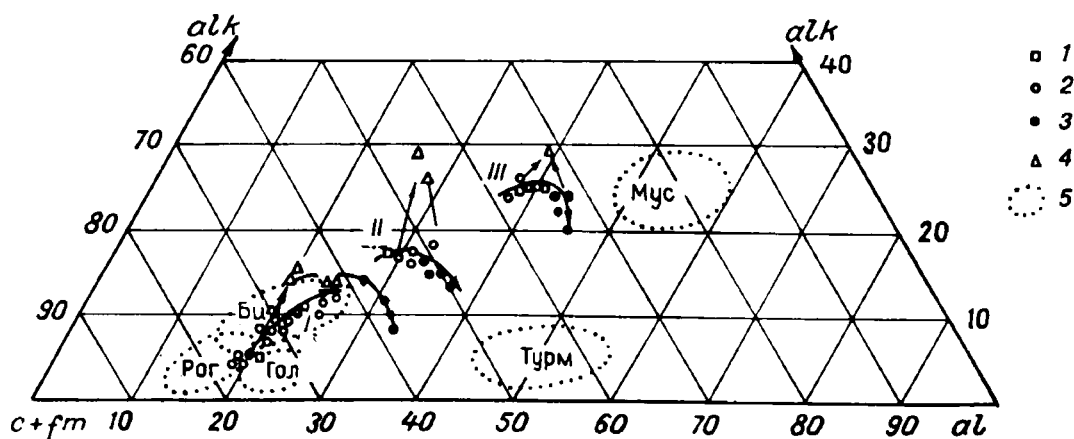


Рис. 9.7. Изменения состава пород в экзоконтактах пегматитов [Кузнецова, 1980]. 1 — исходные породы (I — амфиболиты, II — биотитовые сланцы, III — биотитовые граниты); 2—4 — экзоконтактовые породы: 2 — голмквиститовые и биотитовые метасоматиты, 3 — турмалинизированные и мусковитизированные породы, 4 — анхимоминеральные литий-фтористые слюдиты; 5 — границы полей расположения точек составов породообразующих минералов; *alk*, *al*, *c*, *fm* — числа Ниггли.

По характеру минеральных преобразований ореолы редкометалльных жил, залегающих в биотитовых гранитах, очень напоминают ореолы в биотитовых сланцах (см. табл. 9.4). Щелочной стадии метасоматоза в них соответствует биотитизация, а стадии возрастания кислотности — образование кварц-мусковитовых метасоматитов с турмалином и апатитом. Однако эти процессы, особенно биотитизация, развиты в очень узких интервалах (не далее первых метров от контакта). Характерно, что в гранитах, еще больше чем в сланцах, метасоматиты стадии возрастания кислотности преобладают над метасоматитами щелочной стадии (см. рис. 9.7, табл. 9.5). Как и в других породах, на контактах с крупными цезиеносными жилами наблюдались зоны высокофтористых биотитовых слюдитов (мощностью до 0,5 м).

Данные, позволяющие судить о контактах редкометалльных пегматитовых жил с карбонатными породами, получены нами на месторождениях Тувы (поля Тастыгское, Сольбельдерское и др.). Эти вопросы частично рассматривались А.И. Гинзбургом и другими исследователями [Мартыанов, 1957; Гинзбург и др., 1964].

Пегматиты тувинских полей залегают в мраморизованных битуминозных известняках верхнепротерозойского возраста, содержащих маломощные (1—2 см) ритмично чередующиеся песчанистые прослои. Известняки имеют полосчатую текстуру, а при изучении под микроскопом виден гранобластовый агрегат изометричных зерен кальцита с небольшой примесью кварца. Частицы битума распределены неравномерно и обогащают отдельные прослои. Известняки пересечены допегматитовыми дайками диоритовых порфиритов, состоящих в основном из полевого шпата и роговой обманки.

Мраморизованные известняки в интервале 0,1—0,2 м от контакта с пегматитовыми жилами обычно только перекристаллизованы с укрупнением зерен кальцита. Лишь непосредственно у самого контакта (2—5 см) в них появляются новообразованные минералы и в первую очередь флюорит. В небольших количествах отмечается светлая слюдка, ассоциирующая обычно с мелкозернистым кварцевым агрегатом. Зачастую изменения на самом контакте ограничиваются лишь осветлением и перекристаллизацией. Однако при пересечении редкометалльными пегматитовыми жилами даек диоритовых порфиритов изменения в них аналогичны изменениям возле жил, целиком залегающих в амфиболитах: внешняя зона перекристаллизации (без изменения минерального состава) сменяется зоной гольмквистит-роговообманковых метасоматитов, а затем тыловой зоной биотит-гольмквистит-роговообманкового состава. Масштабы этих процессов в диоритовых порфиритах также небольшие: не далее 0,5 м от контакта, что обусловлено, видимо, исключительно слабым проявлением в самих пегматитовых жилах процессов автометасоматоза.

На примере редкометалльных пегматитов Тувы особенно наглядно проявляется роль двух главных факторов, действующих на характер и интенсивность экзоконтактовых метасоматических процессов. Ограниченное развитие автометасоматических процессов внутри пегматитовых жил и “сухая” толща вмещающих карбонатных пород, не содержащая минералов, способных концентрировать щелочи, обусловили крайне слабое проявление экзоконтактового метасоматоза.

9.3. ПОСТПЕГМАТИТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Систематические исследования постпегматитовых процессов преобразования вмещающих пород не проводились, хотя они отличаются большим разнообразием и, несомненно, влияют на конечную картину распределения различных

элементов в полях редкометалльных пегматитов. Наиболее типичны из них окварцевание, эпидотизация, хлоритизация, особенно в виде прожилков, количество которых на отдельных участках может достигать 30—40 об.%. Поздние процессы тяготеют к постпегматитовым тектоническим нарушениям и, как правило, приводят к снижению содержаний щелочных элементов во вмещающих породах, что необходимо иметь в виду при геохимических поисках пегматитов [Загорский, Макагон, 1983].

9.4. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ МЕТАСОМАТИТОВ

Главными породообразующими минералами метасоматитов в полях редкометалльных пегматитов являются разнообразные слюды и амфиболы. Кроме того, часто встречаются турмалин, хлорит, эпидот, цоизит, реже кварц, плагиоклаз, апатит, кальцит, флюорит. Из рудных минералов отмечены арсенипирит, фергусонит-форманит, пирофанит, сульфиды железа, сфалерит. К экзотическим следует отнести изумруд и хризоберилл [Розанов, Лавриненко, 1979].

Слюды — главные новообразованные минералы как экзоконтактовых, так и региональных метасоматитов. Наибольшим распространением пользуются слюды двух изоморфных рядов: биотит — железистый лепидолит (криофиллит) и фенгит-мусковит — циннвальдит. Гораздо реже встречаются слюды, которые можно отнести к ряду мусковит — селядонит [Загорский, Макагон, 1982], а в экзоконтактах пегматитов, залегающих в ультраосновных породах, описаны также флогопит, маргарит, вермикулит [Розанов, Лавриненко, 1979]. В свое время большой интерес у исследователей вызвали цезиевые биотиты [Гинзбург и др., 1972; Овчинников и др., 1972; Хвостова и др., 1973; Глебов и др., 1974; Hess, Fahey, 1932; и др.], являющиеся основой так называемых цезиевых слюдитов в полях пегматитов комплексного редкометалльного типа и содержащие до 5 % и более Cs_2O . В экзоконтактах пегматитов Вишняковского месторождения развиты высокорубидиевые слюды [Загорский, Макрыгин, 1976], а в Завитинском поле сподуменовых пегматитов — слюдиты с высокими содержаниями Li, но относительно низкими — Rb и Cs [Кузнецова, Загорский, 1984].

Однако гораздо шире в этих и других полях распространены слюды со значительно меньшими, но аномальными концентрациями Li, Rb и Cs, которые могут использоваться как индикаторы для поиска и определения редкометалльной специализации жил [Кузнецова и др., 1976; и др.]. К ним относятся слюды (главным образом биотиты, в меньшей мере мусковиты) из зон регионального допегматитового метасоматоза. Данные по их составу для полей Кольского полуострова и Забайкалья приведены в табл. 9.8. Они показывают, что биотиты изученных региональных метасоматитов, как и биотиты метаморфических пород, по которым они развивались, относятся к ряду истонит — сидерофиллит с примесью аннит-флогопитовой составляющей (в зависимости от отношения Fe/Mg в исходных породах, колебания которого усилены более ранними метасоматическими процессами). Содержания редких щелочных элементов в биотитах из зон регионального метасоматоза невысоки. На расстоянии более 500 м от жил редкометалльных пегматитов они лишь незначительно (менее чем в 2 раза) выше уровня их содержаний в биотите метаморфических пород данных полей. Зато в радиусе первых сотен метров от крупных одиночных жил и еще более около жильных серий уровни содержаний редких щелочных элементов в биотитах в несколько раз превышают фоновые значения и, что очень важно, их соотношения отображают редкометалльную специализацию жил.

Состав слюд из метасоматитов в полях редкометаллических пегматитов, мас. %

Компонент	Воронежское и Подмос (Кольский полуостров)															
	РММ		РМС		Экзоконтактовые						РММ					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	39,81	37,80	36,33	34,22	34,66	37,44	42,42	37,88	34,87	35,38	36,21	37,58	39,03	47,00	45,85	40,18
TiO ₂	2,14	2,30	2,95	3,25	2,30	1,73	1,30	1,01	2,52	1,15	2,60	2,32	1,92	0,75	0,74	2,35
Al ₂ O ₃	20,46	18,78	18,21	17,15	17,78	18,08	16,11	17,95	20,17	20,25	20,11	20,30	22,06	34,37	30,10	23,34
Fe ₂ O ₃	4,52	1,68	1,49	0,98	2,26	2,31	1,54	0,30	1,35	2,78	1,64	1,10	0,37	0,63	3,06	0,86
FeO	13,83	16,69	17,23	21,76	26,49	18,14	11,58	15,09	22,81	18,50	18,68	18,32	16,52	1,80	2,16	13,65
MnO	0,15	0,20	0,24	0,19	0,23	0,16	0,13	0,27	0,41	0,30	0,39	0,42	0,73	0,06	0,24	0,46
MgO	10,34	9,85	10,19	5,33	2,03	8,51	11,92	9,90	4,60	6,98	6,74	5,45	3,15	1,19	1,69	3,30
CaO	0,15	0,24	Сл.	1,04	0,40	0,22	0,22	0,25	0,11	0,47	0,43	0,46	0,05	0,08	0,01	0,15
P ₂ O ₅	0,18	0,19	0,22	Сл.	Н.д.	0,18	0,17	Не опр.	0,08	0,08	0,10	Сл.	0,01	0,02	0,02	0,03
Na ₂ O	0,24	0,51	0,39	2,07	0,71	0,08	0,20	0,15	0,12	0,18	0,08	0,11	0,09	0,41	0,34	0,23
K ₂ O	8,19	8,36	9,17	9,63	8,69	6,86	8,19	6,62	8,91	8,43	8,55	8,43	9,51	9,63	10,23	9,03
Li ₂ O	0,03	0,05	0,07	0,29	0,53	0,60	1,31	1,10	0,21	0,15	0,49	1,07	1,69	0,37	0,91	2,08
Rb ₂ O	0,05	0,05	0,04	0,04	0,65	0,54	1,25	3,06	0,05	0,04	0,07	0,18	0,39	0,09	0,28	0,39
Cs ₂ O	0,004	0,02	0,004	0,01	0,06	0,58	0,18	2,12	0,006	0,004	0,01	0,07	0,19	0,01	0,06	0,13
H ₂ O ⁺	3,71	2,56	2,72	3,82		3,27	1,37									
H ₂ O [±]					2,92			3,27	3,28	4,58	3,56	3,30	3,00	3,28	3,48	2,33
H ₂ O ⁻	0,25	Н.д.	Н.д.	0,30		0,58	0,23		0,10	Сл.	0,55	1,45	2,40	0,65	1,45	2,40
F	0,16	0,34	0,28	0,05	0,75	0,50	3,33	2,75	0,10	Сл.	0,23	0,61	1,01	0,27	0,61	1,01
-0≡F ₂	0,07	0,15	0,10	0,02	0,31	0,21	1,40	1,16	0,04	Н.д.	0,23	0,61	1,01	0,27	0,61	1,01
Сумма...	99,81	99,48	99,41	100,13	100,15	99,60	100,05	100,56	99,55	99,19	99,87	100,00	100,08	100,06	99,98	99,89

Примечание. 1—16 — образцы: 1 — в метаморфических пород (бюктовомых плагогнейсов), не затронутых метасоматозом; 2, 3 — в зон региональной бюктовизации по амфиболитам; 4, 5 — в экзоконтактовых жилах редкометаллической специализации; 6—8 — в экзоконтактах попутитовых жил; 9 — в метаморфических пород (металлеролитов), не затронутых метасоматозом; 10, 11 — в зон региональной метасоматической бюктовизации по сульфидным породам (10) и по углистым металлеролитам (11); 12—16 — в экзоконтактах жил пегматитов редкометаллической специализации (амфиболитовые породы — углистые металлеролиты), РММ — региональные металлеролиты, РМС — региональные метасоматические. Источники: 1—8 — [Кузнецова и др., 1976; Кузнецова, 1986], 9—16 — [Кузнецова, Загорский, 1984].

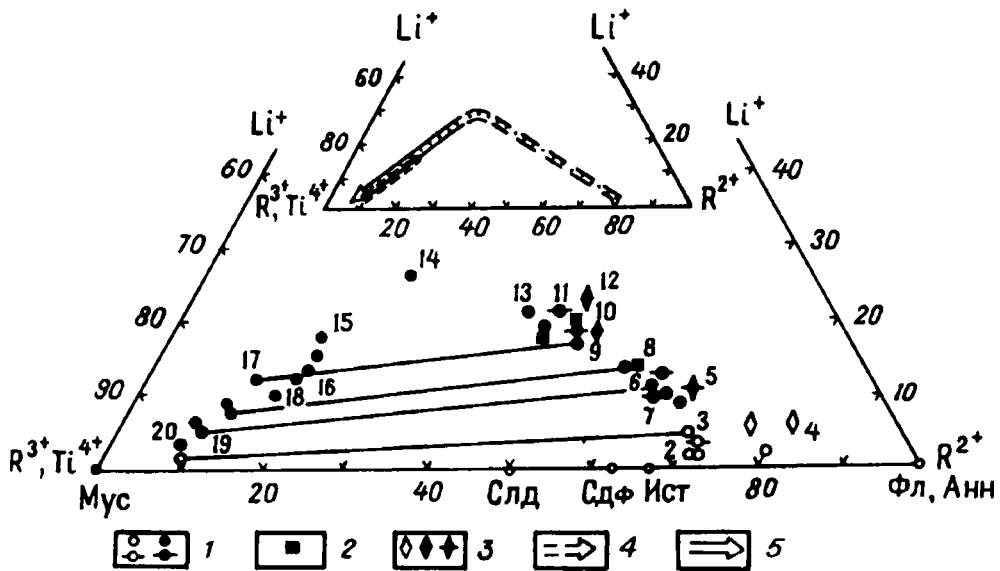


Рис. 9.8. Диаграмма состава экзоконтактовых слюд и их эволюции (Завитинское поле, Восточная Сибирь).

1—3 — породы и метасоматиты по ним: 1 — метасадочные, 2 — микроплагногранит-порфиры, 3 — лампрофиры (незалитые — этап регионального метаморфизма, залитые — синпегматитового метасоматоза, перечеркнутые — допегматитового метасоматоза); 4, 5 — эволюция состава слюд: 4 — в щелочную стадию, 5 — в стадию возрастания кислотности. Цифры на рисунке — номера образцов. Соединены точки составов из двуслюдяных ассоциаций [Кузнецова, Загорский, 1984].

Вблизи контактов редкометалльных пегматитовых жил первичные слюды перекристаллизуются и постепенно замещаются новообразованными экзоконтактовыми слюдами. При этом главные направления их изоморфных замещений могут быть охарактеризованы следующими схемами: 1) $2R^{2+} + Al_{IV}^{3+} \rightleftharpoons R^{3+} + Si_{IV}^{4+}$; 2) $2R^{2+} \rightleftharpoons Li^{+} + R^{3+}$; 3) $K^{+} \rightleftharpoons (Rb^{+}, Cs^{+})$; 4) $OH^{-} \rightleftharpoons F^{-}$.

На щелочной стадии метасоматоза состав биотитов изменяется в сторону протолигионита (циннвальдита), а фенгит-мусковит исходных пород замещается литиевым фенгит-мусковитом. Если экзоконтактовому воздействию подвергались двуслюдяные породы, то в щелочную стадию по мере развития процесса каждая из слюд эволюционирует в своем ряду и их парные ассоциации устойчивы до уровня, ограниченного содержанием Li в протолигионитах 0,5 ф.ед. При дальнейшем еще более активном привносе фтора и редких щелочей (фашия повышенной активности фтора) образуются анхимоминеральные протолигионитовые или циннвальдитовые слюдиты.

Инверсия условий минералообразования на стадии возрастания кислотности отражается в новом изменении состава слюд тыловых зон метасоматической колонки: протолигиониты и литиевые фенгиты замещаются все более низколитиевыми фенгит-мусковитами. При этом содержания Rb, Cs, F в них также снижаются (рис. 9.8). Главными факторами, влияющими на состав экзоконтактовых слюд и характер изоморфных замещений являются: 1) первичный состав вмещающих пород и 2) геохимическая специализация пегматитов. Первый определяет соотношение в слюдах Mg, Fe и Al, тогда как второй — щелочноредкометалльную специфику слюд [Загорский, Макрыгин, 1976; Кузнецова, Шмакин, 1981; Загорский, Макагон, 1982; Кузнецова, Загорский, 1984].

Хлориты по сравнению со слюдами менее характерны для метасоматитов полей редкометалльных пегматитов, но иногда они играют роль главного породообразующего минерала, например в экзоконтактовых хлорито-

Состав хлоритов из метасоматитов в полях редкометалльных пегматитов, мас. %

Компонент	Колмозерское (Кольский полуостров), по габброанортозитам					Вишняковское (Восточный Саян), по ортоамфиболитам			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	28,20	28,10	29,02	28,28	26,38	33,92	34,00	33,66	22,18
TiO ₂	0,75	0,60	0,30	0,88	0,50	0,45	0,10	0,12	0,09
Al ₂ O ₃	23,67	24,63	24,23	18,74	21,24	19,88	22,44	19,08	21,83
Fe ₂ O ₃	1,97	2,28	0,81	0,12	3,16	0,65	5,57	7,92	11,99
FeO	3,04	3,93	3,40	12,00	10,56	22,28	16,44	17,72	32,33
MnO	0,14	0,09	0,08	0,10	0,06	0,35	0,65	0,81	0,50
MgO	29,06	27,15	28,04	26,94	23,27	12,25	10,34	11,43	2,78
CaO	0,40	1,02	0,90	0,50	0,47	0,05	0,76	0,38	Не обн.
Na ₂ O	0,05	0,06	0,22	0,20	0,16	0,28	0,12	0,27	0,09
K ₂ O	0,04	0,04	0,08	0,06	0,23	0,18	0,37	0,35	0,02
Li ₂ O	0,025	0,022	0,028	0,019	0,170	0,35	0,98	0,45	0,08
Rb ₂ O	0,0013	0,0009	0,0026	0,0010	0,0041	0,02	0,03	0,04	Не обн.
Cs ₂ O	0,0012	0,0007	0,0009	0,0002	0,0022	0,01	0,01	0,01	»
H ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,10	0,54	8,28	8,78	8,47	8,88
П.п.п.	12,32	11,96	11,95	12,26	12,83	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
F	0,12	0,13	0,17	0,12	Не обн.	0,12	0,12	0,26	Не обн.
-0≡F ₂	0,05	0,05	0,07	0,05	Н.д.	0,05	0,05	0,11	Н.д.
Сумма...	99,93	100,53	99,27	100,28	99,59	99,01	100,61	100,86	100,77

Примечание. 1—9 — образцы: 1—5 — из зон кварц-хлоритовых метасоматитов вне контактов с пегматитами [Гордиенко и др., 1987]; 6—9 из экзоконтактов жил комплексного эволюционного ряда [Загорский, 1978]; 6, 7 — из анхимономинеральных хлоритовых пород, 8 — из биотит-хлоритовой породы, 9 — из постпегматитового кварц-хлоритового прожилка.

литах Вишняковского поля. Существенна также роль хлоритов в составе допегматитовых метасоматитов и разнообразных постпегматитовых новообразований в некоторых полях.

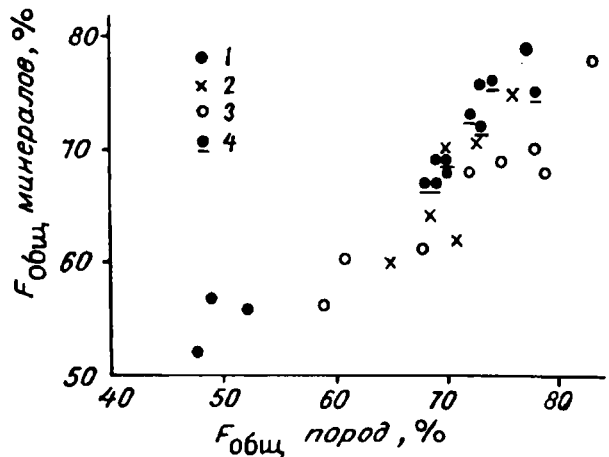
Состав околожилных хлоритов по классификации Хей соответствует диабантиту [Загорский, 1978], а хлоритов из допегматитовых метасоматитов — шериданиту-рипидолиту [Петров, 1982; Гордиенко и др., 1987]. Первые гораздо более железисты и содержат на порядок больше Li (до 0,46 %), а также Rb и Cs (табл. 9.9). Кроме того, они резко различаются по отношению Al_{VI}/Al_{IV} , которое варьирует соответственно в интервалах 3,0—3,6 и 0,8—1,0. Хлорит из постпегматитовых жильных образований в Вишняковском поле соответствует по составу псевдотюрингиту [Загорский, 1978].

А м ф и б о л ы являются пороодообразующими минералами метасоматитов, развитых по амфиболовым исходным породам.

Рис. 9.9. Соотношение общей железистости ($F_{общ}$) минералов и соответствующих экзоконтактовых пород.

1 — роговые обманки; 2 — биотиты; 3 — турмалины; 4 — гольмквиститы (поля Полмос, Вороньтундровское, Гольцовое, Калбинский пегматитовый пояс) [Кузнецова, Шмакин, 1981].

$$F_{общ} = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO} \cdot 100 \%$$



Роговая обманка преобладает в краевых зонах метасоматитов, ее реликты в разных количествах присутствуют и в тыловых зонах. Состав ее подробно изучался в ряде полей редкометалльных пегматитов Кольского полуострова и Восточной Сибири [Хвостова и др., 1978; Кузнецова, Шмакин, 1981; Гордиенко и др., 1987]. Судя по этим данным (табл. 9.10), амфибол обычно соответствует ряду гастингсит — феррогастингсит (в метасоматитах, развитых по некоторым разновидностям габброферроэденит). Наблюдается изоморфизм по следующим основным схемам: 1) $2R^{2+} + Al_{IV}^{3+} \rightleftharpoons R^{3+} + Si_{IV}^{4+}$; 2) $2R^{2+} \rightleftharpoons Li^{+} + R^{3+}$; 3) $Ca^{2+} \rightleftharpoons 2(K^{+}, Na^{+})$; 4) $OH^{-} \rightleftharpoons F^{-}$; 5) $Mg^{2+} \rightleftharpoons Fe^{2+}$. Отношение Mg^{2+}/Fe^{2+} определяется составом исходных пород. Воздействие пегматита наиболее сильно обуславливает изменения по 1,2 и 4-й схемам (рис. 9.9).

С переходом от одной минеральной ассоциации к другой, по мере приближения к контакту пегматита, в роговой обманке среди катионов октаэдрической группы усиливается замещение R^{2+} (Mg^{2+} , Fe^{2+}) на R^{3+} (Al_{IV}^{3+} , Fe^{3+}). При этом в минерале постепенно возрастает содержание фтора — до 0,96%. Количество Li сначала также возрастает, но, достигнув максимума (порядка 0,3%) в гольмквистит-роговообманковых породах, снижается в роговой обманке слюдитов. Таким образом, в метасоматитах, развитых по амфиболовым породам, перекристаллизованная роговая обманка как наиболее распространенный минерал является одним из главных носителей Li и F.

Гольмквистит известен в основном как специфический экзоконтактный минерал литиевых пегматитов [Гинзбург и др., 1958, 1965; Хвостова, 1958; Тарновский, 1971; Глебов, Хлебникова, 1973; Капроф, 1960; Клоггинг, Нормунг, 1961; Wilkins et al., 1970; и др.]. Необходимое условие для его образования — достаточно интенсивный привнос Li в амфиболовые вмещающие породы.

В околожильных ореолах гольмквистит начинает кристаллизоваться раньше биотита, затем вместе с ним, после чего формируются зоны биотитовых слюдитов и турмалинитов, в которых гольмквистит неустойчив. Кристаллизация гольмквистита, таким образом, ограничена не только фактором состава исходных пород (содержание амфиболов), но и изменением активности летучих и щелочных элементов в метасоматических растворах. В ассоциации с разными минералами можно выделить [Глебов, Хлебникова, 1973; Кузнецова, Шмакин, 1981] по крайней мере две его генерации: более раннюю (I) из гольмквистит-роговообманковых и биотит-гольмквистит-роговообманковых пород и более позднюю (II), образующуюся при наложении на эти породы высокофтористых слюдитов. Они имеют различный габитус и оптические свойства.

Состав гольмквистита из метасоматитов различных полей редкометалльных пегматитов варьирует в довольно широких пределах (табл. 9.11). Изоморфные изменения происходят по следующим схемам: 1) $Mg^{2+} + Al_{IV}^{3+} \rightleftharpoons Li^{+} + Si_{IV}^{4+}$; 2) $Al_{IV}^{3+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$; 3) $Mg^{2+} \rightleftharpoons Fe^{2+}$.

Как видно из рис. 9.10, варьирование содержания Fe в гольмквистите обусловлено в основном составом исходных пород. В ходе эволюции метасоматического процесса в гольмквистите, как и в сосуществующей с ним роговой обманке, двухвалентные катионы октаэдрической группы (Mg^{2+} , Fe^{2+}) постепенно вытесняются трехвалентными

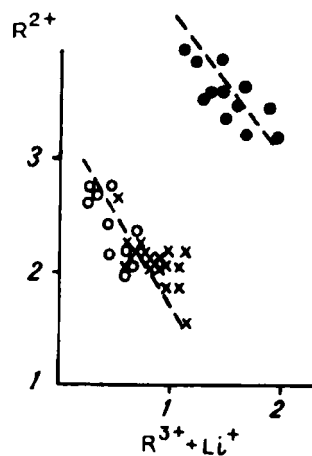


Рис. 9.10. Вариации в соотношениях катионов октаэдрической координации в гольмквистите (ф.ед.) $R^{2+} = Mg^{2+} + Fe^{2+}$, $R^{3+} = Al_{IV}^{3+} + Fe^{3+}$.

Усл. обозн. см. на рис. 9.9.

Состав роговых обманок из метасоматитов пематитовых полей, масс. %

Компонент	Полос и Вороньегуторовское						Колмозерское			Гольцовое			
	РММ	РМС	ЭМС			РММ	РМС	РММ	РМС	РММ	ЭМС		
			Li	Li-Cs	Li-Cs								
1 (8)	2 (3)	3 (3)	4 (2)	5 (1)	6 (2)	7 (2)	8 (6)	9 (2)	10 (2)	11 (1)	12 (1)	13 (1)	14 (1)
SiO ₂	47,90	49,89	40,81	43,57	49,09	46,03	45,12	44,44	38,49	50,36	46,88	49,86	48,61
TiO ₂	0,64	0,84	0,93	1,50	1,28	1,07	1,18	0,52	0,97	0,65	0,45	0,37	0,79
Al ₂ O ₃	11,18	8,83	15,23	12,62	12,75	13,95	13,53	13,43	18,79	7,58	8,74	10,82	9,21
Fe ₂ O ₃	2,51	1,86	2,78	3,09	1,49	2,16	2,87	3,68	6,30	2,36	0,53	6,20	Н.д.
FeO	12,15	11,14	16,88	17,78	12,03	15,09	13,74	11,01	15,22	7,50	19,31	10,86	16,31
MnO	0,25	0,25	0,31	0,41	0,22	0,28	0,35	0,29	0,06	0,07	0,46	0,44	0,36
MgO	11,21	12,65	5,59	6,58	8,08	8,15	7,42	11,16	5,73	16,04	8,58	8,87	11,05
CaO	10,70	11,96	10,43	10,57	11,50	10,40	10,06	11,01	10,13	11,07	12,53	11,23	11,77
Na ₂ O	1,25	0,51	3,05	1,53	1,90	1,68	1,33	1,37	1,21	1,08	0,73	0,84	0,71
K ₂ O	0,16	0,18	1,76	0,45	0,28	0,28	2,20	0,53	0,75	0,29	0,86	0,63	0,24
P ₂ O ₅	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,23	Н.д.	0,24	0,25	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Li ₂ O	0,01	0,02	0,03	0,14	0,05	0,28	0,057	0,09	0,14	0,08	0,005	0,012	0,106
Rb ₂ O	0,002	0,004	0,003	0,003	0,001	0,001	0,0016	0,003	0,009	0,004	0,025	0,043	0,049
Cs ₂ O	0,001	0,002	0,003	0,0003	0,0004	0,001	0,0015	0,003	0,0005	0,026	Н.д.	Н.д.	0,105
F	0,02	0,08	0,05	0,52	Н.д.	0,62	0,95	0,06	Н.д.	0,21	»	»	0,09
H ₂ O ⁺		1,41	1,84					1,85	2,05	2,67	0,98	0,26	1,12
H ₂ O [±]	1,80			1,20	1,12	0,80	1,09						
H ₂ O ⁻		0,33	0,20	0,22	Н.д.	0,17	0,40	0,11	0,37	0,10	0,26	Н.д.	Н.д.
-OH-F ₂	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,22	Н.д.	0,17	0,40	0,02	Н.д.	0,09	Н.д.	Н.д.	0,04
Сумма...	99,78	99,95	100,05	99,97	100,01	100,26	99,91	99,54	100,22	100,00	100,34	100,43	100,49
F _{обн}	56	50	77	75	62	67	68	56	79	38	69	65	59

Примечание. 1—14 — образцы: 1 — из амфиболитов; 2 — из метабронов; 3 — из зон региональной блоатитизации; 4 — из зон региональной блоатитизации с контактами метасоматитов с контактами желтых литиевых специализирующихся; 5—7 — соответственно из роговых обманковых, голымыквинцевит-роговообманковых и блоатит-голымыквинцевит-роговообманковых метасоматитов с контактами желтых Li-Cs специализирующихся; 8 — из метабронов; 9—11 — из зон региональной ассоциации в зоне метасоматоза; 12 — из амфиболитов; 13 — из блоатит-амфиболового гнейса; 14 — из зон эоконтрактного метасоматоза. В скобках дано количество проб.

РММ — роговые обманки из зон регионального метасоматоза; РМС — роговые обманки из зон регионального метасоматоза; ЭМС — роговые обманки из зон эоконтрактного метасоматоза. Источники: Колмозерское поле — [Гордиенко и др., 1987], Гольцовое — [Хвостова и др., 1978], ост. ав. — данные Л.Г. Кузнецовой.

ми (Al_{IV}^{3+} , Fe^{3+}). Количество Li в гольмквистите-I достигает 1,8 % (3,88 % Li_2O), в гольмквистите-II оно меньше. В большинстве образцов гольмквистита анализ показал отсутствие F, хотя в сосуществующей с ним роговой обманке содержание его достигает 0,96 %. Но в некоторых полях в гольмквистите наблюдается до 1,6 % F (см. табл. 9.11).

Влияние исходных пород больше сказывается на раннем гольмквистите-I, а гольмквистит-II, встречающийся в основном в экзоконтактах цезиеносных жил, характеризуется в разных полях очень похожим составом. Исследования на микрозонде показали, что у гольмквистита-II зерна однородны, а у гольмквистита-I нередко содержат микровключения роговой обманки.

Турмалин — характерный (но не обязательный) минерал тыловых зон региональных и экзоконтактовых метасоматитов редкометалльных пегматитовых полей. Обычно он встречается в парагенезисе с кварцем и относительно низколитиевым мусковитом — минералами, фиксирующими снижение щелочности растворов. Эта минеральная ассоциация, а с ней и турмалин, шире развита по глиноземистым вмещающим породам (до 3—5 м от контакта, в виде инфильтрационных прожилков по трещинам — значительно дальше). Необычно широко турмалин развит на выклинивании жилы 16 Александровского поля в Восточном Саяне, где наблюдается весьма специфический комплекс метасоматитов, представленный апатит-циннвальдитовыми с турмалином слодитами, вторичными кварцитами, зелеными анхимономинеральными турмалинитами и турмалин-хлорит-цоизитовыми породами с реликтами амфиболита [Макагон, Загорский, 1979].

Большинство турмалинов из метасоматитов относятся к ряду шерл-дравит с незначительной примесью эльбаита (табл. 9.12). Соотношение Mg и Fe в них определяется в основном составом исходных пород, а обогащение Li — воздействием редкометалльнощелочного метасоматоза (см. рис. 9.10). Наиболее магниальные турмалины характерны для апогипербазитовых метасоматитов. Турмалины из отмеченных выше метасоматитов Александровского поля, а также из некоторых наиболее интенсивно переработанных ксенолитов в других полях относятся к ряду шерл — эльбаит с преобладанием литиевого минала и существенной примесью дравитового компонента (до 18 %). Как в шерл-дравитах, так и в шерл-эльбаитах может присутствовать примесь оленита (до 15 % и более).

Замещения осуществляются главным образом по двум схемам: 1) $Mg^{2+} \rightleftharpoons Fe^{2+}$ и 2) $2Mg^{2+} \rightleftharpoons Li^+ + Al_{IV}^{3+}$. Отношение Mg^{2+}/Fe^{2+} определяется в основном влиянием исходных пород (см. рис. 9.9), а вхождение Li^+ на место Mg^{2+} — воздействием редкощелочно-металльного метасоматоза (см. рис. 9.10). В турмалинах непосредственно на контакте наиболее крупных поллуцитоносных жил содержание Li_2O достигает 0,19 %, F — 1,3 %.

Итак, изменения состава основных пороодообразующих минералов из зон регионального метасоматоза и из экзоконтактовых ореолов редкометалльных жил подчиняются некоторым общим закономерностям. Установлено, что в региональных метасоматитах и в краевых частях ореолов на них сильнее влияют исходные породы, особенно на соотношение Mg^{2+}/Fe^{2+} . Отражением воздействия пегматитового процесса на минералы переменного состава является усиление в них по мере приближения к контактам жил замещения R^{2+} (Mg^{2+} , Fe^{2+}) на Li^+ и R^{3+} (Al_{IV}^{3+} , Fe^{3+}), K^+ на Rb^+ и Cs^+ , OH^- — на F^- . Доказательство однонаправленности этих процессов в экзоконтактах разных редкометалльных жил — практически тождественный состав минералов из тыловых зон их ореолов на участках с одинаковым внутренним строением жил. Наиболее полную информацию об эволюции метасоматического процесса и характе-

Таблица 9.11

Состав гольмквиститов из метасоматитов полей редкометалльных пегматитов (Кольский полуостров, Восточный Саян, Украина), мас. %

Компонент	Колмозерское			Полное			Вороньегундровское			Гольцовое, Бельское			Украина			Выплевское				
	Габброанортозиты			Амфиболиты			Амфиболиты			Блотит-амфиболовые слюды			Граниты			Метаультрабазиты			Амфиболиты	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13							
SiO ₂	57,52	59,16	59,20	56,40	59,24	60,08	59,67	57,83	57,63	58,41	59,06	56,46	57,91							
TiO ₂	0,19	Сл.	0,04	0,40	0,26	0,04	0,01	0,28	0,81	—	0,11	0,41	0,39							
Al ₂ O ₃	16,52	12,62	14,26	12,39	11,97	12,80	12,51	7,46	14,32	7,69	13,00	12,85	11,75							
Fe ₂ O ₃	0,47	Н.д.	1,01	1,49	2,15	14,55	17,19	5,72	1,20	7,60	2,72	15,64	15,17							
FeO	6,80	12,08	7,31	15,62	10,48	0,21	0,17	13,04	8,98	8,13	8,74	0,23	0,17							
MnO	0,07	Сл.	0,22	0,20	0,15	0,21	0,17	0,65	0,12	0,37	0,18	0,23	0,17							
MgO	10,89	9,95	11,67	6,57	9,66	6,95	5,14	6,93	10,11	9,60	9,38	7,73	7,12							
CaO	0,50	Не обн.	0,23	0,45	0,56	0,02	0,03	0,66	1,88	0,29	Не обн.	0,58	0,18							
Na ₂ O	0,28	Сл.	0,44	0,18	0,28	0,32	0,12	0,24	0,12	0,10	0,22	0,28	0,79							
K ₂ O	0,15	»	0,05	0,04	0,08	Не обн.	Не обн.	0,38	0,27	0,10	0,36	0,68	0,46							
Li ₂ O	3,70	3,53	3,15	3,88	3,30	2,97	3,08	2,55	2,19	2,88	3,41	2,10	3,21							
H ₂ O [±]	3,31	3,46	2,34	1,94	1,72	2,04	2,05	2,73	2,39	2,48	2,29	2,28	2,40							
F	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,91	0,20	1,60	0,18	Не обн.	0,65							
-0≈F ₂								0,38	0,04	0,67	0,08	»	0,27							
Сумма...	100,30	100,80	99,92	99,56	100,00	100,01	100,00	100,00	100,18	99,58	99,57	99,25	99,93							

Примечание. 1—13 образцы: 1 — из зон гольмквиститизации вне контактов с пегматитами; 2 — из экзоконтакта сподуменовых жилы; 3 — из экзоконтакта сподуменовых жилы; 4 — из экзоконтакта сподуменовых жилы (из гольмквистит-роговообманковой породы); 5, 6 — из экзоконтакта песчаной жилы; 5 — из гольмквистит-роговообманковой породы; 6 — из слюды с эпидотом; 7 — из блотит-гольмквистит-роговообманковой породы; 8, 9 — из экзоконтакта сподуменовых жил с комплексной редкометалльной минерализацией; 10, 11 — из экзоконтакта жил с комплексной редкометалльной минерализацией; 12, 13 — из экзоконтакта пегматита с пегматом и сподуменом. В обр. 6, 7, 12 и 13 все железо выражено как Fe₂O₃. Источники: 1—3 — [Гордиенко и др., 1987]; 4—7 — [Кузнецова, Шмакина, 1981]; 8 — [Хасотова и др., 1978]; 9 — [Тарковский, 1971]; 10, 11 — [Розанов, Лавривско, 1979]; 12, 13 — [Матвеев и др., 1979].

Состав турмалинов из метасоматитов в полях редкометаллических пегматитов, мас. %

Компонент	Украина		Воронежское		М. Речка		Винновское		Александровское		Гольцовое				Бельское		Асу-Булак	
	Гипербазиты				Амфиболиты						Бюгит-амфиболовые сланцы						Граниты	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14				
SiO ₂	35,57	37,29	37,74	37,74	36,74	36,16	36,75	37,50	37,68	39,13	36,50	38,40	38,04	37,24				
TiO ₂	0,26	0,88	0,63	0,57	0,74	0,76	0,67	0,06	0,39	0,82	0,83	0,17	0,90	1,20				
B ₂ O ₃	10,79	10,76	9,90	9,97	9,98	11,13	10,46	11,03	10,43	10,44	9,81	11,60	10,10	9,90				
Al ₂ O ₃	32,16	31,30	30,72	33,32	32,18	27,88	28,58	36,98	28,36	31,58	33,70	34,47	32,26	32,20				
Fe ₂ O ₃	2,25	2,41	1,21	1,01	2,11	3,75	1,30	He обн.	1,28	1,34	1,61	1,02	0,49	0,61				
FeO	2,34	4,31	5,03	6,46	5,75	4,77	10,68	5,38	7,18	8,98	7,54	5,38	8,26	9,16				
MnO	0,14	0,02	0,04	0,06	0,02	0,03	0,11	0,28	0,07	0,07	0,05	0,35	0,05	0,16				
MgO	10,05	7,76	8,33	4,68	6,70	6,92	3,11	0,66	6,46	2,88	4,10	0,68	4,03	4,21				
Li ₂ O	0,02	0,04	0,01	0,19	0,01	0,08	0,12	1,00	0,01	0,10	0,22	1,31	0,04	0,08				
CaO	2,11	1,35	2,00	0,58	1,09	2,01	1,26	0,51	2,14	0,71	0,58	0,76	0,80	0,49				
Na ₂ O	0,72	1,89	1,67	2,45	1,89	2,95	3,26	3,04	2,70	2,30	2,28	3,01	2,20	2,21				
K ₂ O	0,15	0,23	0,17	0,14	0,11	0,30	0,41	0,45	0,33	0,32	0,10	0,35	0,22	0,22				
H ₂ O	2,57	1,48	2,38	2,47	1,95	3,07	2,94	3,06	1,86	1,06	2,06	2,55	2,19	1,86				
F	0,32	0,42	0,11	0,60	0,10	0,14	0,68	1,06	1,30	0,25	0,75	1,18	0,50	0,53				
-0eF ₂	0,12	0,20	0,05	0,25	0,04	0,06	0,29	0,45	0,545	0,11	0,31	0,51	0,21	0,22				
Сумма...	99,87	99,96	99,89	99,98	99,33	99,89	100,04	100,56	99,64	99,89	99,81	100,75	99,87	99,85				

Примечание. 1, 2 — из экзоконтактов жсл сподуменовых пегматитов летвского типа; 3 — из экзоконтактов редкометаллической жслы (Ковельский полуостров); 5-8 — из экзоконтактов жсл комплексного и фосфор-тапталового летвского типов (Восточный Саян); 9-11 — из экзоконтактов жсл комплексного типа (Восточный Саян); 12, 13 — из экзоконтактов жсл Sn-Li специализации (Восточный Саян); 14 — из экзоконтактов поллитовосной жслы (Восточный Казахстан). Источники: 1, 2 — [Розанов, Лавренко, 1979]; 3, 4 — данные Л.Г. Кузнецовой; 5-8 — [Кузнецова, Швеция, 1981]; 11, 12 — [Матвеева и др., 1979]; 13, 14 — [Кузнецова, Швеция, 1981].

ре редкометалльной минерализации в жиле дает изучение экзоконтактовых слюд, являющихся проходящими минералами почти всех зон минеральных ореолов и характеризующихся самым широким диапазоном изоморфизма.

9.5. ЭЛЕМЕНТНЫЕ ОРЕОЛЫ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ

Знания минералого-петрографических и геохимических особенностей метасоматических образований различных этапов, их очередности во времени и особенностей локализации в масштабе пегматитового поля необходимы при изучении эндогенных ореолов редкометалльных пегматитов с целью их применения для поиска и оценки жил. При этом роль главных индикаторов редкометалльных жил во вмещающих породах бесспорно принадлежит редким щелочным элементам.

Поскольку геохимические аномалии в полях редкометалльных пегматитов полигенны, эффективность поисков по первичным ореолам рассеяния во многом зависит от правильной оценки уровня геохимического фона элементов-индикаторов. Без этого невозможно корректно выделить синпегматитовую составляющую в том интегральном поле аномальных концентраций, которое формируется при воздействии на вмещающие породы метасоматоза нескольких этапов. Детально аспекты этой проблемы рассмотрены ранее [Вахромеев и др., 1983; Загорский, Макагон, 1983].

Наряду с ореолами отдельных пегматитовых тел и жильных серий выделяются ореолы пегматитовых полей в целом. Первоначально под ореолами пегматитовых полей понимались лишь малоконтрастные, устойчивые в большом объеме, объединяющем все пегматиты поля, аномалии редких щелочей, обусловленные их изоморфным вхождением в амфиболы (Li) и слюды (Li, Rb, Cs) под воздействием эманаций, имеющих общий источник с пегматитовыми расплавами, но опережающих последние [Загорский, 1977; Загорский и др., 1977]. Такие ореолы надежно устанавливаются лишь в полях, где вариации состава исходных пород очень незначительны. В большинстве же случаев их очень трудно или невозможно отличить от аномалий, связанных с допегматитовыми региональными метасоматитами собственно гранитного этапа. Поэтому в практике поисковых работ под ореолами поля более целесообразно понимать всю совокупность аномальных концентраций, обусловленных преобразованием вмещающих пегматиты пород на гранитном и предпегматитовом этапах. В одних случаях, как например на Вишняковском месторождении, вмещающие породы в пределах ореола поля подверглись в основном лишь перекристаллизации с очень незначительным обогащением их Li и слабым проявлением кварц-биотитовых метасоматитов по трещинным зонам, тогда как в других полях (Завитинское, Вороньтундровское, Колмозерское) наряду с перекристаллизацией вмещающие породы подверглись гораздо более интенсивному метасоматозу с образованием широких зон региональной биотитизации. В еще большей степени ситуация усложняется в полях, где проявлены метасоматиты предпегматитового этапа, с которыми связаны довольно контрастные аномалии редких щелочей в относительно локальных зонах повышенной проницаемости, в том числе и на значительном расстоянии от пегматитовых тел (район Гоуст-Лейк, Канада). Возможно, что аналогичная предпегматитовая компонента присутствует и в полигенном аномальном геохимическом поле Колмозера.

Геохимический фон для ореолов пегматитовых полей — содержания элементов в неизмененных вмещающих породах и региональных догранитных метасоматитах.

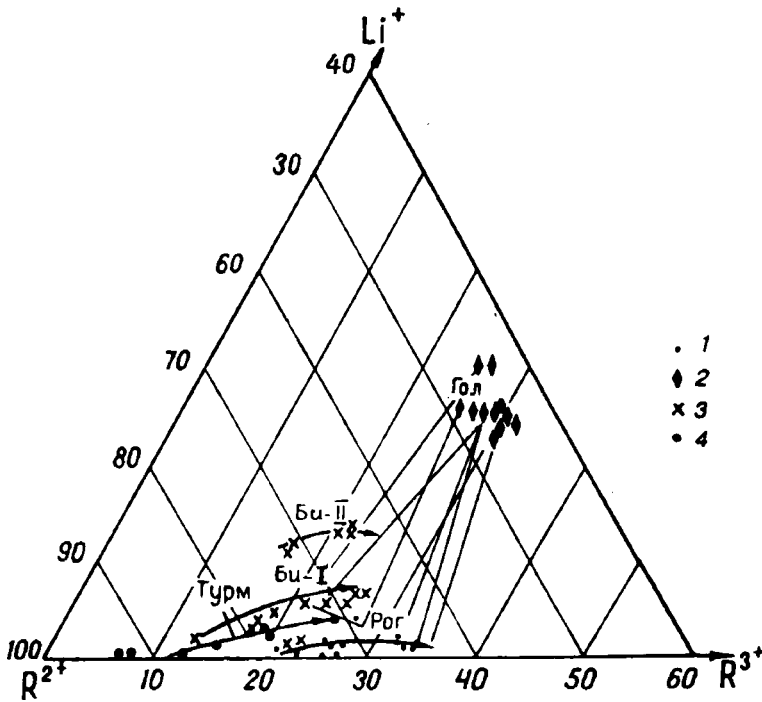


Рис. 9.11. Основные направления изоморфных замещений главных минералов экзоконтактовых ореолов (поля Полмос, Вороньтундровское, Гольцовое, Калбинский пегматитовый пояс [Кузнецова, 1980]).

1 — роговая обманка; 2 — гольмквистит; 3 — биотит; 4 — турмалин; стрелки — эволюция состава минералов по мере приближения к контактам жил. Соединены точки составов из парагенетических ассоциаций.

Наиболее контрастные аномалии редких щелочей, как правило, связаны с экзоконтактовыми ореолами самих редкометалльных пегматитовых жил. Они формируются на фоне ореолов пегматитовых полей. Ореолы рассеяния щелочных элементов вокруг жил значительно шире минеральных ореолов и сопровождающих их зон перераспределения петрогенных элементов (рис. 9.11). Схематический обобщенный геохимический профиль через пегматитовое поле показан на рис. 9.12.

В распределении редких щелочных элементов (Li, Rb, Cs) в ореолах значительную роль играют минералы-концентраторы, а также изменение кислотности-щелочности и режима летучих элементов в ходе эволюции пегматитового процесса.

Li и т и й образует собственный минерал — гольмквистит, а также содержится в ряде других минералов (роговой обманке, слодах, хлорите, турмалине). Это благоприятствует широкому развитию ореолов Li. Он накапливается в образованиях щелочной стадии метасоматоза, а в стадию возрастания кислотности его количество относительно снижается. Максимального уровня оно достигает в биотит-гольмквиститовых породах и в анхимономинеральных слюдитях. Установлено, что в целом концентрации Li в экзоконтактовых породах зависят от таковых в пегматитах и от интенсивности аутометасоматических процессов в жилах. Так, в нескольких пегматитовых полях путем сравнительной оценки концентраций Li в ореолах жил с известными запасами редкометалльной минерализации выявлены следующие индикаторные уровни содержания Li в экзоконтактовых породах поллуцитоносных жил по сравнению со всеми остальными редкометалльными жилами: в Вороньтундровском пегматитовом поле (вмещающие породы — амфиболиты) — $> 0,75\%$; в Гольцо-

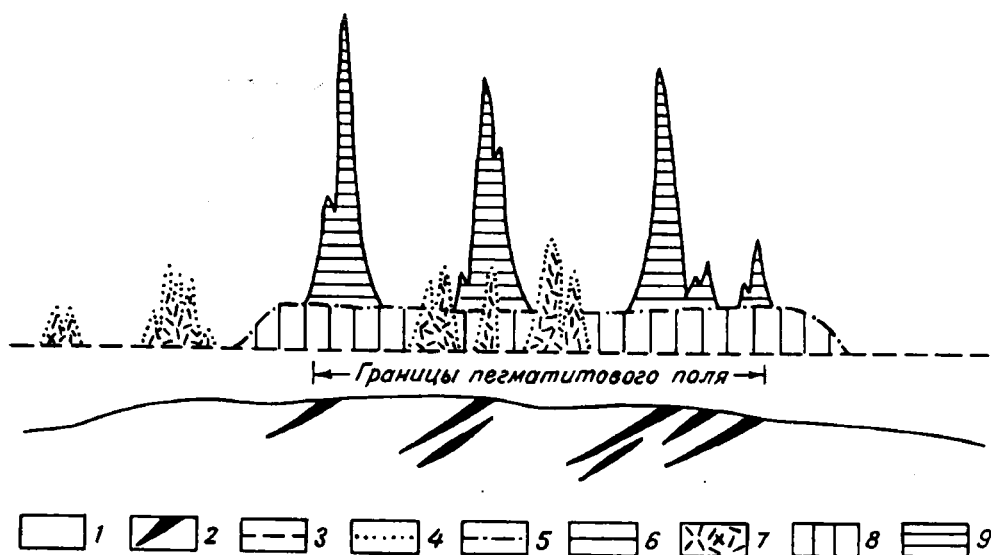


Рис. 9.12. Обобщенный геохимический профиль через пегматитовое поле [Загорский, Макагон, 1983].

1 — амфиболиты; 2 — пегматитовые жилы; 3 — уровень первичных содержаний элементов во вмещающих породах; 4, 5 — аномалии этапа допегматитового метасоматоза (ореол пегматитового поля в целом): 4 — связанные с биотитизацией в зонах повышенной проницаемости, 5 — обусловленные перекристаллизацией пород без видимых минеральных изменений; 6 — аномалии синпегматитового этапа; 7—9 — компоненты полигенных аномалий: 7, 8 — до- и предпегматитового, 9 — синпегматитового этапов.

вом (вмещающие породы — биотит-амфиболовые сланцы) — $> 0,55\%$, в Калбинском (вмещающие породы — биотитовые граниты) — $> 0,20\%$ (см. табл. 9.13) [Кузнецова, 1980].

Для Li в экзоконтактовых породах и минералах переменного состава установлена тесная корреляция с F (рис. 9.13), обусловленная, по-видимому, не только их совместным переносом во вмещающие породы, но и особенностями накопления в процессе пегматитообразования [Гинзбург, 1954, 1955].

Распределение рубидия и цезия в экзоконтактах жил значительно зависит от близости их свойств с калием. Минералами-носителями Rb и Cs в экзоконтактах являются слюды и в первую очередь слюды ряда биотит — цинвальдит. Вследствие этого на мощность и контрастность ореолов Rb и Cs влияет состав исходных пород. При прочих равных условиях в биотитсодержащих вмещающих породах ореолы Rb и Cs более широкие, чем, например, в амфиболитах, где они ограничены зоной экзоконтактовой биотитизации. Как и Li, эти элементы накапливаются в образованиях щелочной стадии метасоматоза, а на стадии возрастания кислотности их содержания относительно снижаются. Для Rb и Cs в экзоконтактовых слюдах и породах также устанавливается прямая корреляционная связь со фтором. Максимальными уровнями содержания Cs характеризуются высокофтористые слюдиты из экзоконтактов цезиеносных жил.

В ореолах редкометалльных жил, как и в самих жилах, проявляется тенденция накопления во времени Cs относительно Rb и их обоих относительно K. Особенно низких значений отношения K:Cs и Rb:Cs достигают на контактах цезиеносных жил комплексного эволюционного ряда, сформировавшихся путем длительной эволюции.

Поведение целого ряда элементов-примесей в экзоконтактовом процессе контролируется теми же основными факторами, что и поведение главных компонентов: составом исходных пород, привнесением из жил, условиями осаждения. Кроме редких щелочей, к элементам, привносимым во вме-

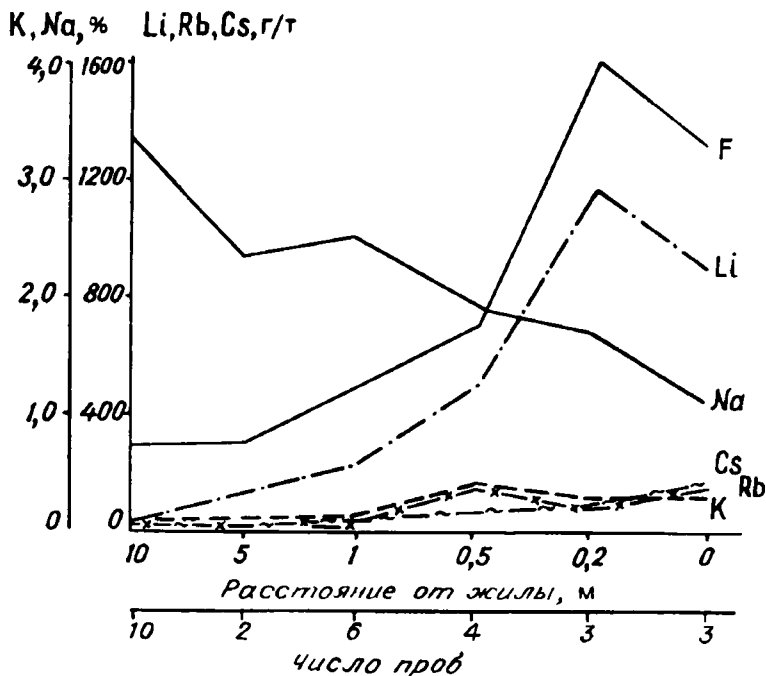
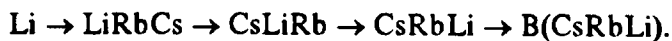


Рис. 9.13. Вариации содержания щелочных элементов и фтора в экзоконтактах поллуцитоносной жилы при перекристаллизации амфиболитов без изменения минерального состава (Воронья Тундра, Кольский полуостров) [Кузнецова, 1980].

щающие породы из редкометалльных жил и образующим положительные аномалии в непосредственной близости от их контактов, относятся В, F, Tl, Ta, Nb, Be, Sn, реже As, Sb, W, Bi, P. Количество сидерофильных элементов — Ni, Co, Cr, Sc, V — иногда снижается по мере приближения к контактам жил. Как положительные, так и отрицательные аномалии перечисленных элементов в экзоконтактах редкометалльных жил мало контрастны и фиксируются лишь в зонах наиболее интенсивных минеральных преобразований (табл. 9.13).

По мере приближения к контактам жил в метасоматитах усиливаются корреляционные связи элементов, накапливающихся в ходе эволюции редкометалльных пегматитов — K, Rb, Cs, Tl, Li и F; Li и Sn — особенно в ореолах жил с наиболее богатой редкометалльной минерализацией по сравнению с менее продуктивными жилами [Кузнецова, 1980].

С приближением к жилам не только возрастает контрастность аномалий главных элементов-индикаторов, но также закономерно меняется их “весовое” соотношение. Так, для поллуцитоносной жилы Вороньетундровского поля (Кольский полуостров), залегающей в амфиболитах, если расположить в каждой ассоциации главные элементы в порядке убывания их “веса”, а сами ассоциации в порядке, соответствующем их чередованию по мере приближения к контактам, получим следующий ряд:



В различных слюдястых породах, где все редкие щелочные элементы имеют равные возможности изоморфного вхождения в порообразующие минералы, на характер зональности более существенное влияние, чем в амфиболитах, оказывает редкометалльная специализация пегматита. Так, в полях пегматитов комплексного эволюционного ряда редкие щелочи по размерам и контрастности ореолов образуют ряд $\text{Cs} > \text{Li} > \text{Rb}$. В полях с пегматитами литиевого эволюционного ряда на первое место перемещается Li.

Таблица 9.13

Параметры ореолов, экстремальные уровни содержания и соотношений элементов-индикаторов в экзоконтактах редкометалловых жил различных протитовых полей

Поле	Типы жил		Li	Rb	Cs	Rb/Cs	K/Rb	K/Cs	F	B	P	Sn	As	TI		
I	Экзоконтакты жил	Фон (амфиболиты)	20	15	4	3,3	83	332	200	10	300	2	1	Не обн.		
			900	500	300	1,7	150	280	300	700	400	700	20	300	»	
		нецецеиеносных	$\frac{5870}{30}$	$\frac{1580}{3}$	$\frac{375}{2}$	$\frac{0,9}{0,9}$	$\frac{15}{15}$	Не обн.	Не обн.	$\frac{4000}{58}$	4000	$\frac{600}{1}$	$\frac{900}{0,5}$	$\frac{50}{10}$	Не обн.	$\frac{20}{0,2}$
			цецеиеносных	$\frac{11200}{20}$	$\frac{6720}{10}$	$\frac{7500}{10}$	$\frac{0,2}{0,2}$	$\frac{5,6}{5,6}$	Не обн.	Не обн.	$\frac{13000}{5}$	$\frac{2000}{0,2}$	$\frac{600}{0,2}$	$\frac{100}{1}$	$\frac{3000}{0,5}$	$\frac{200}{0,5}$
				с поллуцитом	$\frac{5750}{60}$	$\frac{19800}{45}$	$\frac{9480}{40}$	$\frac{0,3}{0,3}$	$\frac{1,0}{1,0}$	Не обн.	Не обн.	$\frac{12000}{10}$	$\frac{2000}{0,5}$	$\frac{2400}{0,5}$	$\frac{300}{3}$	$\frac{2000}{1,5}$
			II	Экзоконтакты жил	Бюитовые сланцы (фон)	300	100	20	5,0	319	1224	300	20	700	10	Не обн.
648	870	170				3,2	101	170	600	840	7250	840	20	»	»	
нецецеиеносных	$\frac{2440}{20}$	$\frac{400}{5}$			$\frac{115}{2}$	$\frac{1,2}{1,2}$	$\frac{48}{48}$	Не обн.	Не обн.	$\frac{2900}{10}$	2900	$\frac{18000}{3}$	$\frac{800}{2}$	$\frac{600}{10}$	»	$\frac{8}{0,2}$
	цецеиеносных	$\frac{5480}{50}$			$\frac{6320}{50}$	$\frac{1400}{10}$	$\frac{1,5}{1,5}$	$\frac{5,2}{5,2}$	Не обн.	Не обн.	$\frac{15000}{2}$	$\frac{5200}{5}$	$\frac{3800}{2}$	$\frac{1000}{2}$	»	$\frac{40}{0,2}$
		с поллуцитом			$\frac{9800}{100}$	$\frac{2100}{100}$	$\frac{9800}{100}$	$\frac{0,2}{0,2}$	$\frac{10,3}{10,3}$	Не обн.	Не обн.	$\frac{9300}{20}$	$\frac{18100}{100}$	$\frac{2400}{5}$	$\frac{800}{5}$	$\frac{900}{2}$
	III	Экзоконтакты жил			Бюитовые граниты (фон)	80	100	10	10	501	3888	400	20	400	6	Не обн.
400			200	60		3,0	173	519	2400	700	300	700	8	10	»	
нецецеиеносных			$\frac{700}{3}$	$\frac{400}{2}$	$\frac{300}{2}$	$\frac{1,4}{1,4}$	$\frac{55}{55}$	Не обн.	Не обн.	$\frac{3700}{2}$	3700	Не опр.	Не опр.	$\frac{15}{0,2}$	$\frac{30}{0,2}$	$\frac{3}{0,1}$
			цецеиеносных	$\frac{6500}{5}$	$\frac{900}{3}$	$\frac{1800}{3}$	$\frac{0,5}{0,5}$	$\frac{40}{40}$	Не обн.	Не обн.	Не опр.	$\frac{6000}{1,5}$	$\frac{6800}{0,5}$	$\frac{100}{0,5}$	$\frac{30}{0,2}$	$\frac{6}{0,1}$
				с поллуцитом	$\frac{2200}{5}$	$\frac{1660}{3}$	$\frac{1600}{2}$	$\frac{0,4}{0,4}$	$\frac{9,5}{9,5}$	Не обн.	Не обн.	$\frac{3800}{3}$	$\frac{1400}{2}$	$\frac{2300}{0,5}$	$\frac{40}{0,2}$	$\frac{900}{2}$

Примечание. В числителе — экстремальные уровни содержания элементов (г/т), в знаменателе — параметры их ореолов (м). Поля: I — Вороньегуэдровское, II — Гольцовое, III — Калбинский пояс.

Построение полей аномалий отдельных элементов и их ассоциаций по методике, предложенной В.Н. Евдокимовой и Н.А. Китаевым [1973], позволило для ряда модельных объектов проследить отчетливую связь полей аномалий главных элементов-индикаторов с контактами жил, их поперечную симметричную зональность по отношению к висячему и лежащему контактам. Вдоль простирания жил мощность ореолов обычно не выдержана, что связано с неоднородностями внутреннего строения как самих жил, так и вмещающих пород.

На некоторых месторождениях выявляются продольная (по простиранию жил) зональность и зональность элементных ореолов по вертикали, в том числе для пологозалегающих одна над другой жильных серий. Так, на Вишняковском месторождении в Восточной Сибири [Загорский, 1977] с комплексной, но без поллуцита, минерализацией, установлена сложная картина распределения ведущих ореолообразующих элементов, характеризующаяся многовекторной направленностью. Параллельно с возрастанием роли литиевой минерализации в пегматитах в направлении с востока на запад и с глубиной возрастает относительная роль Li в ореолах, а Rb, наоборот, снижается. Роль Cs относительно невелика на флангах, но резко возрастает в центральной части месторождения (рис. 9.14).

Однако, несмотря на установленные для отдельных месторождений тенденции зонального распределения элементов-индикаторов, универсальной зональности ореолов по простиранию и по падению жильных серий, свойственных любым редкометалльным пегматитам, не выявлено. Вертикальная зональность ореолов, которая якобы фиксируется с помощью отношений типа $Li^2 / Rb \cdot Cs$ [Литохимические поиски..., 1976], отражает лишь локальные геохимические флуктуации в пределах ореолов, которые даже на соседних разрезах одного и того же месторождения могут быть прямо противоположными [Загорский, Макагон, 1983].

Использование эндогенных околожильных ореолов для поиска редкометалльных пегматитов в различных полях зависит от конкретных геологических условий. В одних случаях ореолы могут применяться для поисков отдельных пегматитовых жил на стадиях поисковых, разведочных и эксплуатационных работ, в других — для поисков жильных серий.

Поиски пегматитов по их ореолам осложняются наличием “ложных” допегматитовых аномалий, связанных обычно с метасоматическими преобразованиями предшествовавших этапов. Однако последние надежно отличаются от ореолов гораздо более высокими значениями отношений $K : Rb$, $K : Cs$, $K : (Rb + Cs)$. Для разных полей области значений индикаторных отношений, соответствующие синпегматитовым ореолам и “ложным” аномалиям, не одинаковы и определяются опытным путем.

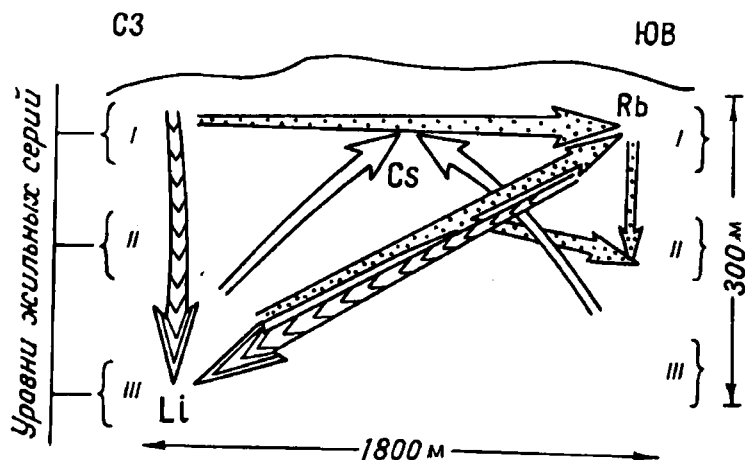


Рис. 9.14. Характер зональности ореолов редких щелочей в вертикальном разрезе по простиранию жильных серий редкометалльных пегматитов Вишняковского поля [Загорский и др., 1983]. Стрелка — направление увеличения относительной роли каждого элемента в общем балансе редких щелочей в ореолах.

При наличии изученных эталонных объектов индикаторные отношения $K : Rb$, $K : Cs$ могут использоваться и для оценки специализации пегматитов. Так, отношения $K : Cs$ в экзоконтактах жил с цезиевым оруденением намного ниже, чем около пегматитов с литий-танталовым оруденением. Для этой же цели могут использоваться и соотношения редких щелочей в минералах, особенно в слюдах. В полях пегматитов с ведущей литиевой минерализацией в околожильных ореолах и их слюдах из редких щелочных элементов преобладает Li , в полях с ведущим танталовым оруденением возрастает роль Rb , а в цезиеносных полях — Cs .

Выводы

1. В полях редкометалльных пегматитов выделяются метасоматиты, относящиеся как к процессам, происходившим до внедрения гранитов, так и к разным стадиям эволюции гранитно-пегматитовых систем. Они подразделяются на пять типов: 1) региональные догранитные; 2) региональные сингранитные; 3) локальные предпегматитовые; 4) экзоконтактовые синпегматитовые; 5) постпегматитовые.

2. Масштабы проявления метасоматитов типов 2—4 сужаются по мере эволюции гранитной системы, а контрастность возрастает.

3. Метасоматоз во всех образованиях, связанных с гранитной системой, имел преимущественно щелочной характер (привнос K , Li , Rb , Cs) при активной роли летучих (B , F , H_2O), но они отличаются друг от друга разным соотношением этих компонентов и уровнями их концентраций.

4. Метасоматоз типов 2—4 характеризовался инверсией щелочности по мере охлаждения растворов и сменой метасоматических колонок щелочной стадии колонками стадии возрастания кислотности.

5. Во всех метасоматитах, связанных с гранитной системой, проявляется фациальность в зависимости от состава исходных пород и от активности летучих и редких щелочных элементов. Фации повышенной активности F , B и редких щелочных элементов развиты значительно более локально и обычно с наложением на фации более низкой активности, т.е. происходила смена фаций во времени.

6. Для всех трех типов метасоматитов (2—4) большое значение имеют геохимические барьеры, роль которых играют породы повышенной основности и особенно метасоматиты основного состава догранитного этапа — они служат осадителями редких щелочных элементов.

7. Главными элементами-индикаторами метасоматитов гранитного и пегматитового этапов являются редкие щелочные элементы. Причем масштабы проявления их аномалий не ограничиваются только зонами метасоматической минерализации, но благодаря изоморфному вхождению редких щелочных элементов в минералы исходных пород, распространяются гораздо шире. Выделяются ореолы полей, жильных серий, отдельных жил.

8. Надежными индикаторами при геохимических поисках редкометалльных жил являются не только уровни концентраций Li , Rb , Cs во вмещающих породах, но и их соотношения с K — $K : Rb$, $K : Cs$, $K : (Rb + Cs)$. Для оценки специализации жил могут использоваться индикаторные отношения в экзоконтактовых слюдах — $K : Cs$, $Cs : (Rb + Cs)$ и др. Использование геохимических индикаторов в пегматитовых полях, где интенсивно проявлен метасоматоз допегматитовых этапов, требует их дополнительной корректировки на основе минералого-петрографических и геохимических исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Редкометалльные пегматиты — весьма специфический тип геологических образований, представляющий исключительный интерес как в теоретическом, так и в прикладном аспектах. Они распространены на всех материках и охватывают все тектономагматические эпохи от архея до мезокайнозоя. Период первого крупного импульса формирования редкометалльных пегматитов следовал за массовым и первым в истории Земли гранитообразованием и переходом от овоидно-кольцевой к линейной тектонике. Возможно, это было связано с резким усилением процесса отделения вещества ядра Земли и интенсивной миграцией элементов, мигрирующих во флюидной фазе, в ее верхние оболочки [Сорохтин, 1974]. Приуроченность пегматитовых полей к зонам смятия и длительно живущих разломов косвенно свидетельствует о возможном глубинном источнике флюидов и редких металлов.

Характерная особенность редкометалльных пегматитов — приуроченность их к зеленокаменным поясам в докембрии и троговым структурам в фанерозое, а также к зонам смятия и высокой проницаемости в поднятиях. Внутри этих структур размещение пегматитовых полей контролируется поперечными разломами или границами приподнятых блоков. Для пегматитовмещающих толщ характерен прогрессивный низкобарический или повторный низкобарический метаморфизм андалузит-силлиманитового типа (3—5 кбар) низких и средних ступеней. Состав редкометалльных пегматитов не зависит от состава вмещающих пород. Геохимические характеристики тех и других не коррелируются.

Редкометалльные пегматиты, безусловно, являются результатом эволюции и глубокой дифференциации гранитных магм, однако вопрос о генетической связи пегматитов с гранитами решается неоднозначно в зависимости от конкретной геологической ситуации. Чем крупнее поля и месторождения редкометалльных пегматитов, тем меньше доказательств обнаруживается в пользу их генетической связи с конкретными гранитными массивами. Особенно это справедливо для ограниченных глубинными разломами троговых структур, где процессы пегматитообразования иногда проявлены несоразмерно шире, чем гранитоидный магматизм. Вместе с тем для большинства регионов представляется очевидной парагенетическая связь редкометалльных пегматитов с многофазными гранитными аллохтонными постскладчатými комплексами гранитоидов известково-щелочной серии. Последние являются наиболее распространенным, но не единственным типом гранитов, с которыми могут быть связаны редкометалльные пегматиты. Так, в Восточном Саяне устанавливается парагенетическая связь петалитсодержащих пегматитов с более глубинными рапакивиподобными гранитоидами. Геолого-геохимические данные позволяют предполагать активное участие глубинных флюидов в формировании пегматитоносных гранитоидных комплексов.

В результате обобщения материалов по редкометалльным пегматитам мира предложена их модифицированная систематика, учитывающая на иерархической основе условия образования, особенности минерального и элементного составов, степень эволюционного развития пегматитовых систем. Формация редкометалльных пегматитов подразделена на две подформации — петалитовую и сподуменовую. Пегматиты петалитовой подформации формировались в условиях пониженных начальных давлений по сравнению с пегматитами сподуменовой подформации. При этом в первых ведущая роль среди летучих компонентов принадлежит воде, фтору и бору, тогда как во вторых — углекислоте. Следующему более низкому классификационному уровню соответствуют минерагенические или геохимические эволюционные ряды, каждый из которых объединяет все генетически связанные в единое сообщество пегматиты. Каждый ряд характеризуется своими набором, уровнями содержания и соотношения различных редких и летучих компонентов. Для типизации пегматитов внутри эволюционных рядов использован традиционный минерально-парагенетический принцип с учетом структурно-текстурных особенностей пегматитов.

Внутреннее строение тел редкометалльных пегматитов характеризуется чрезвычайной сложностью, что наиболее резко проявлено в пологозалегающих жилах комплексных пегматитов петалитовой подформации. При этом набор зон и их последовательность в разных участках одних и тех же тел может существенно меняться. Симметричная зональность — частный и далеко не самый распространенный случай зональности в редкометалльных пегматитах. Особенности состава и внутреннего строения протяженных пегматитовых тел и жильных серий в целом свидетельствуют в пользу представлений о внедрении негомогенной пегматитовой магмы. Гетерогенизация расплава осуществлялась в очагах “вызревания” пегматитовых магм и на путях их внедрения. В жильных камерах фракционная кристаллизация наиболее флюидизированных и обогащенных редкими элементами порций расплава протекала в неравновесных условиях и сопровождалась ликвационным расслоением и другими процессами фракционирования и флюидно-магматического взаимодействия, приводящими к образованию обособленных зон и участков, резко различающихся по составу и структуре.

Геохимические особенности пегматитов отражают интегральное влияние совокупности факторов, главные из которых — принадлежность пегматитов к петалитовой или сподуменовой подформации и к тому или иному эволюционному ряду (геохимическая специализация), место пегматита в эволюционном ряду и в жильной серии, а также региональные особенности пегматитовых провинций. Наиболее отчетливо эти факторы отражаются в составе минералов пегматитов. Относительная роль каждого из факторов в формировании геохимического облика пегматитов неодинакова в разных гранитно-пегматитовых системах (полях).

Становление и развитие гранитно-пегматитовых систем сопровождаются процессами многоэтапного метасоматоза, приводящими к образованию полигенных геохимических полей во вмещающих граниты и пегматиты породах. Допегматитовые сингранитные метасоматиты — обычно продукты кремнещелочного метасоматоза, близкого по химизму к процессу гранитизации, гораздо реже — специфические образования, обогащенные по сравнению с субстратом основаниями, редкими гранитофильными элементами и летучими компонентами. Синпегматитовый метасоматоз всегда приводит к дебазификации пород с привнесением калия, редких щелочей и летучих компонентов. Уже на допегматитовом этапе в геохимических особенностях метасоматитов от-

четливо проявляется металлогеническая специализация гранитно-пегматитовых систем. Выявлены критерии разбраковки измененных пород разных этапов и связанных с ними геохимических аномалий, что имеет большое значение при поисках и оценке редкометалльных пегматитов.

Несмотря на значительные достижения в изучении пегматитов за последние десятилетия, многие вопросы требуют дальнейших более углубленных исследований. Наиболее сложный из них — вопрос о причинах различной геохимической специализации редкометалльных пегматитов, связанный с одним и тем же комплексом гранитов, приуроченных к единой геологической структуре. Не всегда ясны механизмы дифференциации магм, источники и способы концентрирования редких элементов в пределах гранитно-пегматитовых систем, жильных серий и отдельных пегматитовых тел. Все еще слабо исследовано поведение редкоземельных элементов в процессах формирования редкометалльных пегматитов. Недостаточно данных по таким элементам, как Zn, Pb, Tl, As, Bi, S, P, Cl, V. По-прежнему острой остается проблема представительных средних содержаний элементов в пегматитовых телах, не изучен газовый состав флюидов, участвовавших в формировании пегматитов. Много “белых пятен” в проблеме термодинамических параметров формирования пегматитов. В этом отношении пегматиты некоторых эволюционных рядов пока совершенно не изучены.

Проблемы петрогенезиса пегматитов вообще и редкометалльных пегматитов в частности будут детально обсуждены в последнем специальном томе серии “Гранитные пегматиты”. Но уже сейчас видно, что дальнейшее продвижение в данной области требует углубленных комплексных геолого-геохимических исследований с широким использованием современных аналитических методов, методов термобарогеохимии, экспериментального и теоретического моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамович Г.Я. Геология, петрография и геохимические особенности протерозойских гранитоидов Урикско-Ийского грабена и части его обрамления (Восточный Саян): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Иркутск, 1970. — 274 с.
- Абрамович Г.Я., Гундобин Г.М., Таскин А.П. Геохимические особенности гранитов и пегматитов разной глубинности в пределах редкометалльной провинции Восточной Сибири // Геохимия пегматитов Восточной Сибири. — М.: Наука, 1971. — С. 7—20.
- Абрамович Г.Я., Гундобин Г.М., Таскин А.П., Шамее П.И. Стратиграфия Урикско-Ийского прогиба // Стратиграфия Сибирской платформы и смежных районов. — Иркутск, 1970. — С. 12—31.
- Агомор А.К., Гардиенко В.В., Лазаренко В.Г. Подлущит из пегматитов Ганы и признаки цезиенности гранитных пегматитов // Минерал. журн. — 1986. — Т. 8, № 5. — С. 85—91.
- Акелин Н.А. Элементы-примеси в породообразующих минералах фанерозойских сподуменовых пегматитов // Геохимические особенности минералов нефелин-сиенитовых и гранит-пегматитовых месторождений. — М.: ИМГРЭ, 1978. — С. 35—51.
- Алтухов Е.Н., Смирнов А.Н., Леонтьев Л.Н. Тектоника Забайкалья. — М.: Недра, 1973. — 172 с.
- Андронов В.В., Рождественская В.А., Ройзенман Ф.М. Амфиболиты Вороньих Тундр на Кольском полуострове // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1976. — № 1. — С. 40—47.
- Архангельская В.В. Особенности условий образования и состава пегматитоносных гранитоидов СССР // Геология месторождений редких элементов. — М.: Недра, 1964. — Вып. 22. — С. 11—60.
- Архангельская В.В., Гинзбург А.И. О геотектонической позиции поясов редкометалльных пегматитов // Докл. АН СССР. — 1976. — Т. 231, № 2. — С. 423—425.
- Бабаев К.Л. Гранитные пегматиты Средней Азии: Внутреннее строение и морфология. — Ташкент, 1960. — 351 с.
- Базаров Л.Ш. Генезис сподуменов редкометалльных пегматитов // Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). — Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1975. — С. 155—160.
- Базаров Л.Ш., Миронова Н.Ю., Гордеева В.И., Орлова Л.М. Проблема растворов-расплавов в пегматитовом процессе // Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). — Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1975а. — С. 37—43.
- Базаров Л.Ш., Моторина Н.В. Физико-химические условия формирования редкометалльных натролитневых пегматитов // Докл. АН СССР. — 1969. — Т. 188, № 1. — С. 194—198.
- Базаров Л.Ш., Суржко А.С., Орлова Л.М. Химический состав водной фазы включений растворов-расплавов в сподуменах // Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). — Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1975б. — С. 81—92.
- Байраков В.В. Холмквистит-асбест из Приазовья // Докл. АН СССР. — 1968. — Т. 178, № 2. — С. 420—423.
- Байраков В.В. Об особенностях сосуществующих роговой обманки и гольмквистита // Минерал. сб. Львов. ун-та. — 1974. — № 28, вып. 2. — С. 77—82.
- Бакулин Ю.Н., Воиждаря Б. Металлогенический очерк Лаоса // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 6. — С. 34—45.
- Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. — М.: Наука, 1976. — 267 с.
- Белолипецкий А.П. О возрастной систематике процессов метасоматоза в зонах глубоких разломов // Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия. — Апатиты: Изд-во Кольского фил. АН СССР, 1981. — С. 3—10.
- Белолипецкий А.П., Калинин А.А., Петров С.Н. Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубоких разломов. — Апатиты: Изд-во Кольского фил. АН СССР, 1987. — 115 с.
- Бескин С.М., Шамакин Б.М. Альбит-сподуменовые пегматиты как разновидность редкометалльных гранитов // Докл. АН СССР. — 1980. — Т. 252, № 3. — С. 684—687.

- Бесюи С.М., Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г. и др. Этыкинское редкометальное рудное поле в Восточном Забайкалье (Восточная Сибирь // Геол. руд месторождений. — 1994. — Т. 36. — С. 310—325.
- Беус А.А. О зональности гранитных пегматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1951. — № 6. — С. 87—102.
- Беус А.А., Герасимовский В.В. К металлогении фундамента острова Мадагаскар // Геология руд месторождений. — 1979. — Т. 21, № 2. — С. 27—37.
- Блюман Б.А. Новые данные по стратиграфии и фосфоритности северо-западной части нагорья Сангилен // Геология и геофизика. — 1979. — № 7. — С. 122—131.
- Блюман Б.А. О миграции элемента при региональном метаморфизме // Там же. — 1983. — № 8. — С. 95—104.
- Бозе С.К., Дештанде М.Л. Минеральные ассоциации касситеритсодержащих пегматитов района Бастар // Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1982. — С. 95—101.
- Бологов В.И. Характеристика метасоматических образований регрессивного этапа регионально-го метаморфизма (на примере зоны Колмозеро-Воронья) // Метаморфизм докембрийских комплексов. — Апатиты: Изд-во Кольского фил. АН СССР, 1976. — С. 105—111.
- Боровик-Романова Т.Ф., Соседко А.Ф. Содержание редких щелочей в минералах из пегматитовых жил Кольского полуострова по спектральным данным // Геохимия. — 1957. — № 5. — С. 368—379.
- Брандт С.Б., Макагон В.М., Лепин В.С. и др. Изотопно-геохимические балансы рубидия и стронция в газовой-жидких включениях и вмещающих их кварцах из пегматитов // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 154—161.
- Брынецев В.В. Докембрийские гранитоиды Северо-Западного Присяяня. — Новосибирск: Наука, СИФ СО РАН, 1994. — 184 с.
- Бутко А.Р. Геолого-геохимическая зональность одного из редкометальных пегматитовых полей // Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов. — Алма-Ата: изд. КазИМС, 1978. — Вып. 5. — С. 45—50.
- Быховский Л.З., Новиков В.П., Свешникова В.И. Типоморфные особенности касситеритов и вольфрамитов и их значение при поисках и оценке рудных месторождений // Типоморфизм минералов и его практическое значение. — М.: Недра, 1972. — С. 162—168.
- Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю., Загорский В.Е., Макагон В.М. Геофизические и геохимические методы поисков редкометальных пегматитов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — 121 с.
- Владыкин Н.В., Антипин В.С. Минералого-геохимические черты зонального Унчжуньского пегматитового поля в Монгольской Народной Республике // Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. — Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1976. — С. 40—53.
- Владыкин Н.В., Дорфман М.Д., Коваленко В.И. Минералогия, геохимия и генезис редкометальных топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов МНР // Тр. Минерал. музея АН СССР. — 1974. — Вып. 23. — С. 6—49.
- Власов К.А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1961. — № 1. — С. 8—29.
- Власов К.А. Генетические типы месторождений редких элементов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. — М.: Наука, 1966. — Т. 3. — С. 3—18.
- Волочкович К.Л. Тектоническое положение Калба-Нарымской металлогенической зоны редкометальных пегматитов и гидротермалитов // Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. — М.: Наука, 1965. — С. 74—107.
- Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. — М.: Наука, 1964. — 184 с.
- Волюшин А.В. Тантало-ниобаты: систематика, кристаллохимия и эволюция минералообразования в гранитных пегматитах. — СПб.: Наука. С.-Петербург. отд-ние, 1993. — 298 с.
- Волюшин А.В., Пахомовский Я.А. Минералогия тантала и ниобия в редкометальных пегматитах. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1988. — 242 с.
- Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере СВ части Балтийского щита). — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1989. — 142 с.
- Гантимурова Т.П. Флюидный режим формирования гранитных массивов Восточного Забайкалья // Флюидный режим земной коры и верхней мантии: Тез. докл. Всесоюз. совещ. — Иркутск, 1977. — С. 76—78.
- Гейер П. Докембрий Швеции // Докембрий Скандинавии. — М.: Мир, 1967. — С. 98—153.

- Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова** // А.П. Белолипецкий, В.Г. Гаскельберг, Л.А. Гаскельберг и др. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1980. — 240 с.
- Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов (на примере тантала)** / А.А. Бесус, В.В. Беренгилова, Л.И. Грабовская и др. — М.: Недра, 1968. — 260 с.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов** / Под ред. К.А. Власова. — М.: Наука, 1964. — 1966. — Т. 1. — 688 с.; т. 2. — 830 с.; т. 3. — 860 с.
- Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока** / Под ред. Л.Н. Овчинникова. — М.: Наука, 1980. — 224 с.
- Гинзбург А.И.** Процессы изменения сподумена // Зап. ВМО. — 1944. — Ч. 73, вып. 4. — С. 184—192.
- Гинзбург А.И.** О минералах — геохимических индикаторах и их значении при поисках руд редких металлов // Докл. АН СССР. — 1954. — Т. 98, № 2. — С. 233—235.
- Гинзбург А.И.** Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов // Тр. Минерал. музея АН СССР. — 1955. — Вып. 7. — С. 12—55.
- Гинзбург А.И.** Геохимические особенности пегматитового процесса // М.: Изд-во АН СССР, 1960. — С. 5—16. — (Международ. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 17: Минералогия и генезис).
- Гинзбург А.И., Волженкова А.Я., Полжунов В.Ф.** О некоторых особенностях сподуменовых пегматитов, залегающих в карбонатных породах // Геология руд. месторождений. — 1961. — № 1. — С. 52—60.
- Гинзбург А.И., Гущина Н.С.** Петалит из пегматитов Восточной Сибири // Тр. Минерал. музея АН СССР. — 1954. — Вып. 6. — С. 71—85.
- Гинзбург А.И., Иовчева Э.И.** Критерии рудоносности гранитоидов (на примере бериллия) // Магматизм и полезные ископаемые. — М.: Наука, 1975. — С. 113—129.
- Гинзбург А.И., Луговойской Г.П., Рябенко В.Е.** Цезиевые слюдиты — новый тип оруденения // Разведка и охрана недр. — 1972. — № 8. — С. 5—7.
- 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 И.Н., Фельдман Л.Г.** Основы геологии гранитных пегматитов. — М.: Недра, 1979. — 296 с.
- Гинзбург И.В.** Холмквистит и его структурная разновидность — клинохолмквистит // Новые данные о минералах СССР. — М., 1965. — С. 73—89. — (Тр. Минерал. музея АН СССР; Вып. 16).
- Гинзбург И.В., Рогачев Д.Л., Бондарева А.М.** Холмквистит — минерал из группы ромбических амфиболов // Изв. Кольского и Карельского филиалов АН СССР. — 1958. — № 5. — С. 62—67.
- Глебов М.П., Глюк Д.С., Собаченко В.Н., Шамакин Б.М.** Геохимические особенности процесса образования цезиевых слюдитов в амфиболитах // Геохимия. — 1973. — № 9. — С. 1342—1346.
- Глебов М.П., Кузнецова Л.Г., Ройзенман Ф.М., Шамакин 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., Ройзенман Ф.М., Шамакин Б.М.** О первичных ореолах редкометалльных пегматитов и их поисковом значении // Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. — Иркутск, 1973. — С. 305—309.
- Глебов М.П., Хлебникова А.А.** Холмквистит из ореолов редкометалльных пегматитов // Вопросы минералогии и геохимии месторождений Восточной Сибири. — Иркутск, 1973. — С. 51—57.
- Глебовицкий В.А.** Проблемы эволюции метаморфических поясов и подвижных областей. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1973. — 127 с.
- Глебовицкий В.А., Бушмин С.А.** Послепегматитовый метасоматоз. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1983. — 216 с.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И. и др.** Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита // Метаморфические пояса СССР. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1971. — С. 5—24.
- Глевахский Е.Б.** Палеотектоника и история развития Украинского щита с неомобилистских позиций // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита: Тез. докл. I Регион. стратиграф. совещ. Днепрпетровск, сент. 1983 г. — Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1983. — С. 44—48.
- Гликсон А.А.** Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных поясов. Данные по Южному полушарию // Ранняя история Земли. — М.: Мир, 1980. — С. 264—285.
- Глюк Д.С., Шамакин Б.М.** Роль ликвационной дифференциации в пегматитовом процессе // Геохимия. — 1986. — № 4. — С. 445—457.
- Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М.** Оловоносные пегматиты Буреинского массива // Тихоокеан. геология. — 1995. — Т. 14, № 2. — С. 126—133.

- Гордиенко В.В. Концентрация Li, Rb и Cs в калиевом полевоом шпате и мусковите как критерий прогнозной оценки редкометалльного оруденения гранитных пегматитов // Зап. ВМО. — 1970а. — Ч. 99, вып. 2. — С. 155—164.
- Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. — М.: Недра, 1970б. — 235 с.
- Гордиенко В.В. Факторы геохимической специализации гранитных пегматитов и металлогенические типы пегматитовых провинций // Зап. ВМО. — 1974. — Ч. 103, вып. 1. — С. 34—43.
- Гордиенко В.В. Эволюция вещественного состава редкометалльных гранитных пегматитов и ее возможные причины // Зап. ВМО. — 1979. — Ч. 108, вып. 2. — С. 165—181.
- Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты. — Спб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 1996. — 270 с.
- Гордиенко В.В., Жукова И.А., Ильина Л.П. и др. Геохимия бария и стронция в редкометалльных гранитных пегматитах // Вопросы геохимии отдельных элементов. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. — Вып. 2. — С. 13—25.
- Гордиенко В.В., Жукова И.А., Кривовичев В.Г., Соколов П.Б. Пегматиты Кодаро-Удоканского района трассы БАМ и их промышленные перспективы // Геология, петрология и полезные ископаемые Зап. Сибири. — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1979. — С. 49—54.
- Гордиенко В.В., Жукова И.А., Пономарева Н.И. Физико-химические условия формирования кварц-сподуменового и кварц-мусковитового агрегатов в редкометалльных гранитных пегматитах // Геология руд. месторождений. — 1988. — Т. 30, № 1. — С. 19—26.
- Гордиенко В.В., Жукова И.А., Соколов П.Б. О палеотемпературной зональности жильных серий редкометалльных гранитных пегматитов // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 271, № 2. — С. 426—428.
- Гордиенко В.В., Каменцев И.Е. Влияние крупных катионов рубидия и цезия на процесс упорядочивания структуры калиевого полевого шпата // Минералогия и геохимия. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. — С. 52—70.
- Гордиенко В.В., Кривовичев В.Г., Сырицо Л.Ф. Метасоматиты пегматитовых полей. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1987. — 222 с.
- Гордиенко В.В., Сырицо Л.Ф., Кривовичев В.Г. Новый тип редкометалльных апобазитовых метасоматитов и закономерности распределения в них Li, Rb и Cs // Докл. АН СССР. — 1975. — Т. 224, № 1. — С. 198—200.
- Гордиенко В.В., Сырицо Л.Ф., Кривовичев В.Г. Петрохимические особенности апобазитовых редкощелочнометалльных метасоматитов // Зап. ВМО. — 1981. — Ч. 110, вып. 4. — С. 385—395.
- Горжевская С.А., Сидоренко Г.А., Гинзбург А.И. Титано-тантал-ниобаты. — М.: Недра, 1974. — 344 с.
- Горская М.Г., Франк-Каменецкая О.В., Рождественская И.В., Франк-Каменецкий В.А. Уточнение кристаллической структуры богатого алюминием эльбита и некоторые вопросы кристаллохимии турмалина // Кристаллография. — 1982. — Т. 27, вып. 1. — С. 107—112.
- Гродницкий Л.Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1982. — 296 с.
- Давыдова Г.Н., Теремешкая А.Г., Чернуха Ф.П. Опыт оценки температуры образования редкометалльных пегматитов одного из районов Восточной Сибири // Вестн. МГУ. Геология. — 1972. — № 3. — С. 40—46.
- Давылович Л.Г., Фомин А.Б., Струева О.М. и др. Вулканы Украинского щита и их значение для стратиграфии раннего докембрия // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита: Тез. докл. I регион. стратиграф. совещ. Днепропетровск, сент. 1983 г. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1983. — С. 30—33.
- Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. — М.: Недра, 1981. — 236 с.
- Докембрий континентов. Австралия, Африка. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976а. — 224 с. — (Тр. ИГиГ; Вып. 251).
- Докембрий континентов. Северная и Южная Америка. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976б. — 238 с. — (Тр. ИГиГ; Вып. 252).
- Долгинов Е.А., Давиденко И.В., Разваляев А.В., Стихотворцева Н.А. Рудоносные формации докембрия Восточной Африки и Аравии. — М.: Недра, 1979. — 170 с. — (Тр. НИИ геол. зарубеж. стран; Вып. 37).
- Доломанова Е.И., Бонреская Р.В., Ракчеев А.Д., Яковлевская Е.А. Касситерит и его типоморфные особенности // Типоморфизм минералов. — М.: Наука, 1969. — С. 128—184.
- Доломанова Е.И., Лидер В.В., Рожанский В.И. Состав микроминералов в касситерите по данным точечного рентгеноспектрального анализа // Зап. ВМО. — 1966. — Ч. 95, вып. 2. — С. 214—221.
- Другова Г.М., Савельева Т.Е., Дук В.Л. Полмос-Поросозерский зеленокаменный пояс // Высокоградные режимы регионального метаморфизма в развитии земной коры. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1982. — С. 24—51.

- Евдокимова В.Н., Китаев Н.А. Обработка данных геохимических съемок на основе анализа рудных полей // Геохимические поиски рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке по вторичным ореолам рассеяния. — Иркутск, 1973. — С. 212—225.
- Емельянов Е.Л., Полетаев И.А., Вишняков Н.Н. О региональной зональности в одном из пегматитовых поясов Восточной Сибири // Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. — Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1976. — С. 7—19.
- Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. — М.: Недра, 1979. — 271 с.
- Ермолаев М.М. К геохимии редкометаллических гранитных пегматитов // Науч. докл. высш. шк. Сер. геол.-геогр. — 1959. — № 2. — С. 147—154.
- Ермолаев М.М., Игнатъева Т.С., Суслова С.И. и др. Руководство по комплексной методике поисков редкометаллических пегматитов натро-литиевого типа // Методика и техника разведки. — Л.: ОНТИ ВИТР, 1960.
- Ефимов А.Ф., Емельянов Е.Л., Сентебо Чевака и др. Редкометаллические граниты Южной Эфиопии // Геология руд. месторождений. — 1987. — Т. 29, № 6. — С. 56—65.
- Жданов В.В., Малкова Т.П. Железорудные месторождения зон региональной базификации (петрология и вопросы генезиса). — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1974. — 198 с.
- Жедваб Ж. Изучение элементов-примесей в минералах пегматитов // Пегматиты Центральной Африки. — М.: Изд-во иностр. лит., 1958. — С. 111—258.
- 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. Геохимия и геохимические критерии специализации мезозойских редкометаллических пегматитов Сибири // Геохимия пегматитов и методы их поисков. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983а. — С. 75—97.
- Загорский В.Е. Редкоэлементный состав калиевых полевых шпатов как критерий оценки специализации и рудоносности редкометаллических пегматитов // Докл. АН СССР. — 1983б. — Т. 269, № 3. — С. 715—718.
- Загорский В.Е. Метамагматическая модель петрогенезиса гранитных пегматитов // Минералогия и генезис пегматитов. Ч. 2. — Миасс, 1991. — С. 117—120.
- Загорский В.Е. Гранитно-пегматитовые системы с месторождениями редких металлов и самоцветов // IV Объед. междунар. симпоз. по проблемам прикладной геохимии, посвящ. памяти акад. Л.В. Таусона: Тез. докл. — Иркутск, 1994. — С. 90—91.
- Загорский В.Е., Галкина Т.Н., Бехтерева Н.М. и др. Геохимическая характеристика эндогенных ореолов редкометаллических пегматитов // Эндогенные ореолы редкометаллических пегматитов Восточной Сибири. — Иркутск, 1979. — С. 75—136.
- Загорский В.Е., Галкина Т.Н., Персикова Л.А. и др. Содержание редких элементов в слюдах и калиевых полевых шпатах как критерий оценки редкометаллических пегматитов комплексного типа // Минерал. журн. — 1983а. — Т. 5, № 4. — С. 38—46.
- Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г. Геохимия сподуменовых пегматитов и щелочно-редкометаллических метасоматитов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — 141 с.
- Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г., Макагон В.М. Эндогенные ореолы редкометаллических пегматитов и их поисковое значение // Геохимические поиски по первичным ореолам: Материалы II Междунар. симпоз. "Методы прикладной геохимии". — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983б. — С. 118—122.
- Загорский В.Е., Кузьмина Т.М. Генетические особенности процессов формирования эндогенных ореолов редкометаллических пегматитов // Эндогенные ореолы редкометаллических пегматитов Восточной Сибири. — Иркутск: изд. Института геохимии СО РАН, 1979. — С. 137—159.
- Загорский В.Е., Макагон В.М. Специфические щелочно-редкометаллические слюды экзоконтактных зон редкометаллических пегматитов // XIII конгресс ММА: Тез. докл. — Варна, 1982. — С. 88.
- 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., Шамакин 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., Шамакин 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., Макрыгин В.А. Эволюция состава слюд в экзоконтактах танталоносных пегматитов // Геохимия. — 1976. — № 9. — С. 1362—1369.
- Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Пегматиты с самоцветами Центрального Забайкалья. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. — 240 с.

- Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Гранитоиды татпутского комплекса и жильные образования Куртурского самоцветного узла // Геология и геофизика. — 1996. — № 7. — С. 76—87.
- Загорский В.Е., Прокофьев В.Ю., Кузьмина Т.М. Расплавные включения в сподумене и кварце из редкометалльных пегматитов // Докл. АН СССР. — 1992. — Т. 325, № 2. — С. 354—356.
- Загорский В.Е., Смирнова Е.В. Редкоземельные элементы в породах полей развития мезозойских редкометалльных пегматитов Сибири // Геохимия. — 1985. — № 11. — С. 1578—1587.
- Загорский В.Е., Шмакин Б.М. Принципы классификации миароловых пегматитов // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 57—63.
- Загоскин В.А., Шимаковский А.А. Строение первичных ореолов рассеяния редкометалльных пегматитов натролитиевого типа // Геохимия пегматитов Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971. — С. 195—205.
- Загружина И.А. Практическая геохронометрия. — М.: Наука, 1991. — 232 с.
- Земская И.П., Акелин Н.А. Геохимические особенности породообразующих минералов некоторых пегматитовых полей Казахстана комплексного типа // Геохимические особенности минералов нефелин-сиенитовых и гранит-пегматитовых месторождений. — М.: ИМГРЭ, 1978. — С. 52—62.
- Зубов М.А. Выделение и интерпретация первичных геохимических аномалий редкометалльных пегматитов // Принципы крупномасштабного прогнозирования редкометалльных месторождений. — М.: изд. ИМГРЭ, 1978. — С. 113—122.
- Зуева В.П. Закономерности размещения и условия формирования редкометалльных пегматитов // Пегматиты (минералогия, генезис и промышленная оценка). — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1972. — С. 98—113.
- Ибадулаев С.И. Гранитные пегматиты Каратабинских гор и Зеравшанского хребта. — Ташкент, 1973. — 135 с.
- Иванкин П.Ф., Иншин П.В., Кузнецов В.С. Рудные формации Рудного Алтая. — Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. — 286 с.
- Казьмин В.Г. Тектоническое развитие Мозамбикского пояса: от аккреции к коллизии // Геотектоника. — 1988. — № 3. — С. 26—34.
- Калвинин А.А. Минералогия и генезис сульфидного оруденения в метасоматитах Вороньих Тундр: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Л., 1986. — 17 с.
- Калвинин А.А., Балабанов Н.А., Белолыпецкий А.П. Особенности пространственного распространения рудных ассоциаций в метасоматитах Вороньих Тундр, вопросы их генезиса и перспективности // Тез. совещ. "Минералогическое картирование как метод исследования рудноносных территорий". — Свердловск, 1983. — С. 101—102.
- Калита А.П., Айдердзис Д.Я., Мелентьев Г.Б. и др. Сравнительный петрохимический анализ гранитных пегматитов // Геохимия. — 1972. — № 7. — С. 824—833.
- Калита А.П., Калита Е.Д. Петролого-геохимические особенности гранитных пегматитов и вопросы их классификации // Отечественная геология. — 1992. — № 10. — С. 52—59.
- Калита Е.Д. К вопросу об ореолах рассеяния Li, Rb и Be // Материалы по геол. рудн. месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. — С. 205—212.
- Камерон Е.Н., Джан Р.Г., Мак Нейр А.П., Пейдж Л.Р. Внутреннее строение гранитных пегматитов. — М.: Изд-во иностр. лит., 1951. — 145 с.
- Кашеев В.Ф., Щук Г.М. Взаимосвязь процессов формирования пегматитовых полей Центральной Калбы с глубинным строением гранитных интрузий // Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов. — Алма-Ата. Изд-во Каз. ИМС, 1978. — Вып. 5. — С. 11—19.
- Кинг Ф. Докембрийская геология США. — М.: Мир, 1972. — 299 с.
- Клаповская Л.И., Буянова Т.Ю. Редкометалльные месторождения Анд Южной Америки // Актуальные вопросы производства и применения редких элементов. — М.: ИМГРЭ, 1985. — С. 91—113.
- Клаповская Л.И., Топунова Г.А., Рожанец А.В. Геология и экономика месторождений редких элементов Канадско-Гренландского щита. — М.: Наука, 1978. — 248 с.
- Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. — 209 с.
- Коваленко В.И., Коваль П.В. Эндогенные редкоземельные и редкометалльные рудные формации Монголии // Эндогенные рудные формации Монголии. — М.: Наука, 1984. — С. 50—75. — (Тр. Совмест. Сов.-Монгол. геол. экспед.; Т. 38).
- Козлов В.Д., Сладковская Л.Н., Карпов И.К. Слюды магматитов Забайкалья. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — 149 с.
- Колотухина С.Е., Григорьева Л.А., Клаповская Л.И. и др. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. — М.: Наука, 1968. — 379 с.

- Конди К.К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983. — 390 с.
- Коноваленко С.И., Кумеев С.С., Россовский Л.Н. Исследование калишпатов для изучения зональности поля сподуменовых пегматитов // Полевые шпаты в процессе пегматитообразования. — Элиста: Изд-во Калмыцкого гос. ун-та, 1980. — С. 98—118.
- Коржинский Д.С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах // Геохимия. — 1956. — № 7. — С. 3—10.
- Косале Я.А. Геохимические особенности пегматитоносных гранитных формаций // Геохимия пегматитов и методы их поисков. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — С. 14—29.
- Косале Я.А., Темников Ю.И. Пегматитоносные гранитоиды Забайкалья. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — 232 с.
- Косухин О.Н., Бакуменко И.Т., Чупин В.П. Магматический этап формирования гранитных пегматитов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — 137 с.
- Кременецкий А.А. Околопегматитовые метасоматиты // Геохимия лития, рубидия и цезия. — М.: Недра, 1980. — С. 175—185.
- Кременецкий А.А. Минералого-геохимические особенности околопегматитовых ореолов // Минералогические исследования околорудных ореолов. — М.: ИМГРЭ, 1982. — С. 22—47.
- Кременецкий А.А., Скрябин В.Ю., Овчинников Л.Н. Структурно-геохимические критерии последовательности формирования редкометалльных пегматитов и околопегматитовых метасоматитов // Докл. АН СССР. — 1977. — Т. 232, № 2. — С. 424—427.
- Кривовичев В.Г. О генетической связи метасоматитов, пегматитов и гранитов // Докл. АН СССР. — 1988а. — Т. 300, № 3. — С. 670—672.
- Кривовичев В.Г. Парагенезисы минералов и анализ минеральных равновесий в редкощелочнометалльных метасоматитах пегматитовых полей // Зап. ВМО. — 1988б. — Ч. 117, вып. 1. — С. 18—28.
- Кривовичев В.Г., Порицкая Л.Г. Распределение скандия между биотитом и хлоритом как показатель температуры их формирования // Докл. АН СССР. — 1982. — Т. 267, № 6. — С. 1437—1439.
- Критерии прогноза и оценки литиеворудных сподуменовых пегматитовых районов и полей / С.М. Бескин, Л.Н. Россовский, Э.Н. Лишневецкий и др. — М.: ИМГРЭ, 1990. — 82 с.
- Куварзин А.И. Генетические особенности литиевых пегматитов Бугуни (Республика Мали) // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1976. — № 1. — С. 90—100.
- Кузнецова Г.А. Редкометалльные пегматиты Востока СССР // Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. — М.: Наука, 1965. — С. 161—177.
- Кузнецова Л.Г. Экзоконтактные изменения цезионосных пегматитовых жил: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Иркутск, 1980. — 17 с.
- Кузнецова Л.Г., Глебов М.П., Ройзенман Ф.М. и др. Особенности состава биотитов разных генетических типов в поле редкометалльных пегматитов // Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. — Иркутск, 1976. — С. 104—118.
- Кузнецова Л.Г., Загорский В.Е. Слюды метасоматитов редкометалльного поля сподуменовых пегматитов // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 275, № 1. — С. 151—155.
- Кузнецова Л.Г., Загорский В.Е. Щелочной метасоматоз в породах терригенно-углеродистой формации (в связи с редкометалльными пегматитами) // Геология и геофизика. — 1987. — № 5. — С. 46—54.
- Кузнецова Л.Г., Петрова М.Г. О составе и строении контактовых ореолов комплексных редкометалльных пегматитов // Тез. докл. III Всесоюз. пегматитового совещ. — Иркутск, 1982. — С. 194.
- 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 поллуцитоносных жил в разных пегматитовых полях // Зап. ВМО. — 1981. — Ч. 110, вып. 1. — С. 59—70.
- Кузнецова Ф.В. Основной и ультраосновной вулканизм Урикско-Ийского грабена (геохимические особенности и перспективы рудоносности) // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения: Тез. докл. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — С. 71—73.
- Кузьменко М.В. Геохимия тантала и генезис эндогенных танталовых месторождений. — М.: Наука, 1978. — 212 с.
- Кузьменко М.В. Закономерности распределения тантала и ниобия в слабо дифференцированных гранитных пегматитах и особенности их генезиса // Труды ИМГРЭ. — 1963. — Вып. 16. — С. 27—75.

- Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Тантал и ниобий. — М., 1968. — 325 с.
- Кузьменко М.В., Калита А.П., Мелентьев Г.Б. и др. Геохимическая специализация и вопросы классификации редкометалльных гранитных пегматитов // Пегматитовые редкометалльные месторождения. — М.: ИМГРЭ, 1971. — Вып. 1. — С. 20—47.
- Кузьмина В.И., Добровольская Н.В., Солнцева Л.С. Турмалин и его использование при поисково-разведочных работах. — М.: Недра, 1979. — 269 с.
- Кузьмина Т.М., Загорский В.Е., Макагон В.М. Особенности условий формирования зон гидротермально-метасоматического изменения вмещающих пород около жил редкометалльных пегматитов // Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. — М.: Наука, 1978. — С. 180—182.
- Лазаренко Е.К., Павлович В.И., Латыш В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Вольни. — Львов: Вища шк., 1973. — 360 с.
- Леонтьев А.Н. Пегматитолокализующие структуры и зональность одного из полей редкометалльных пегматитов // Тр. ИМГРЭ. — 1963. — Вып. 16. — С. 5—26.
- Леонтьев А.Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. — М.: Недра, 1969. — 164 с.
- Литовченко Е.И. Гранитные пегматиты Западного Приазовья. — Киев: Наук. думка, 1976. — 130 с.
- Литохимические поиски редкометалльных пегматитов (Методические рекомендации) // С.В. Григорян, Н.А. Виноградова, А.Н. Егоров, Т.В. Ротанкова. — М.: ИМГРЭ, 1976. — 38 с.
- Луговской Г.П., Руб А.К., Рабцев В.В. Эвкрипит из пегматитов Сибири // Докл. АН СССР. — 1977. — Т. 237, № 1. — С. 195—198.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы. — М.: Наука, 1968. — 276 с.
- Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. — М.: Наука, 1982. — 248 с.
- Макагон В.М. Влияние физико-химических условий формирования редкометалльных пегматитов на их геохимические особенности // Докл. АН СССР. — 1974. — Т. 217, № 3. — С. 693—696.
- Макагон В.М. Физико-химические факторы образования литневых и цезиевых пегматитов Сибири // Весовой совещ. по термобарогеохимии: Тез. докл. — Уфа, 1976. — С. 67.
- Макагон В.М., Загорский В.Е. Петрографическая характеристика пород, вмещающих пегматитовые тела // Эндеогенные ореолы редкометалльных пегматитов Восточной Сибири. — Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1979. — С. 25—53.
- Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Тауеон Л.С. Экзоконтактовые изменения и первичные ореолы около жил пегматитов с различной минерализацией в зональном пегматитовом поле // Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. — Иркутск, 1976. — С. 67—72.
- 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., Полетаев 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 редкометалльных пегматитов // Геохимия пегматитов и методы их поисков. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — С. 97—103.
- Макагон В.М., Тауеон Л.С. О составе растворов газовой-жидкой включений в кварце редкометалльных пегматитов одного из районов Восточной Сибири // Геохимия эндогенных процессов. СибГЕОХИ, 1978. — Иркутск, 1979. — С. 76—79.
- Макагон В.М., Тауеон Л.С., Кузьмина Т.М. Физико-химические условия формирования пегматитов с различной рудной специализацией в Восточной Сибири // Термобарогеохимия и рудогенез. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. — С. 37—40.
- Макагон В.М., Шмакин Б.М. Геохимия главных формаций гранитных пегматитов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. — 210 с.
- Макрыгин А.И., Гормашева Г.С., Шмакин Б.М. Состав спод одного из редкометалльных пегматитовых полей Восточной Сибири // Вопросы геохимии горных пород и руд Восточной Сибири. — Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1972. — С. 63—74.
- Макрыгин А.И., Макагон В.М. Распределение редких элементов в калиевых полевых шпатах и слюдах и геохимические критерии специализации одного из районов Восточной Сибири // Вопросы минералогии и геохимии изверженных пород Восточной Сибири. — Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1976. — С. 57—69.
- Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — Иркутск, 1984. — 489 с.
- Малыко С.В., Берман И.Б., Руднев В.В., Столярова А.Н. Включения бороносных гидротермальных растворов в кристаллах кварца по данным (η , α)-радиографии // Докл. АН СССР. — 1976. — Т. 228, № 4. — С. 948—951.

- Маракушев А.А., Иванов И.П., Рюмкевич В.С. Значение ликвации в генезисе магматических горных пород // Вестн. МГУ. Геология. — 1979. — № 1. — С. 3—22.
- Мартьянов Н.Н. Альбит-сподуменовые пегматиты в карбонатных породах и особенности их поисков и оценки // Редкие элементы (сырье и экономика). — М.: ИМГРЭ, 1971. — Вып. 2. — С. 117—121.
- Матвеева Л.Н., Макагон В.М., Гормашева Г.С. О составе минералов из экзоконтактов редкометалльных пегматитов // Эндогенные ореолы редкометалльных пегматитов Восточной Сибири. — Иркутск, 1979. — С. 54—74.
- Матнас В.В., Россовский Л.Н., Коноваленко С.И., Салмин Ю.Н. Тантал в слюдах из пегматитов Памирско-Гиндукушской провинции // Геохимия. — 1981. — № 2. — С. 305—309.
- Матросов И.И. К вопросу о происхождении зональности полей редкометалльных пегматитов // Геология и геофизика. — 1970. — № 7. — С. 129—132.
- Матросов И.И., Россовский Л.Н. Минералого-геохимические особенности экзоконтактовых зон редкометалльных пегматитов, залегающих в сланцах // Геология руд. месторождений. — 1974. — Т. 16, № 5. — С. 25—35.
- Мелентьев Г.Б. Альбит-лепидолитовый тип гранитных пегматитов — новый перспективный источник комплексного редкометалльного сырья // Новые данные по геологии и геохимии и генезису пегматитов. — М.: Наука, 1965. — С. 242—265.
- Мелентьев Г.Б., Алексеева Е.А., Бочкарева Н.В. О новых парагенетических типах петалитсодержащих пегматитов // Пегматитовые редкометалльные месторождения. — М.: ИМГРЭ, 1971. — Вып. 3. — С. 5—35.
- Метаморфизм Украинского щита / И.С. Усенко, И.Б. Щербаков, Р.И. Сироштан и др. — Киев: Наук. думка, 1982. — 308 с.
- Методические рекомендации по прогнозированию танталового оруденения редкометалльно-гранитного типа / Сост. С.М. Бескин и др. — М.: ИМГРЭ, 1983. — 77 с.
- Молошаг В.П., Теремецкая А.Г. Цезиевые биотиты вмещающих пород одного из полей редкометалльных пегматитов // Докл. АН СССР. — 1975. — Т. 221, № 1. — С. 187—190.
- Недумов И.Б. О процессе дифференциации пегматитового расплава и роли тектоники в формировании редкометалльных пегматитов // Докл. сов. геол. XXII сессия МГК. — М.: Наука, 1964. — С. 29—48.
- Недумов И.Б. Магматизм и пегматитообразование. — М.: Наука, 1975. — 236 с.
- Недумов И.Б., Земская И.П. Пространственная зональность и вопросы генезиса низкотемпературных литиеносных пегматитовых полей // Пегматитовые редкометалльные месторождения. — М.: ИМГРЭ, 1971. — Вып. 2. — С. 49—82.
- Нечаев С.В., Бугаенко В.Н., Иванов Б.Н., Кузьменко А.В. Новые поля редкометалльных пегматитов на Украинском щите // Минералогия и генезис пегматитов. — Миасс, 1991. — С. 81—83.
- Овчинников Л.Н. О создании геохронологической шкалы докембрия по гранитным пегматитам // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. — М.: Наука, 1980. — С. 166—168.
- Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В. Радиогеохронология гранитных пегматитов // Докл. АН СССР. — 1975. — Т. 223, № 5. — С. 1202—1205.
- Овчинников Л.Н., Вороновский Л.В., Овчинникова Л.В. Абсолютный возраст пегматитов и околопегматитовых метасоматитов Восточного Саяна // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. — М.: Наука, 1990. — С. 111—121.
- Овчинников Л.Н., Кременецкий А.А., Скрыбин В.Ю. Структурно-геохимический анализ условий формирования околопегматитовых метасоматитов одного из месторождений Сибири // Геология руд. месторождений. — 1976. — Т. 18, № 6. — С. 44—58.
- Овчинников Л.Н., Полетаев И.А., Рябенко В.Е. и др. О цезиевом биотите как возможном источнике промышленного получения цезия и других щелочных металлов // Докл. АН СССР. — 1972. — Т. 206, № 3. — С. 698—701.
- Пегматиты Центральной Африки / Пер. с фр. — М.: Изд-во иностр. лит., 1958. — 286 с.
- Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. — 342 с.
- Петров В.П. Эволюция и эндогенные режимы метаморфизма раннего протерозоя (на примере Балтийского щита): Автореф. ... дис. д-ра геол.-мин. наук. — СПб.: ИГГД, 1995. — 43 с.
- Петров С.И. Типоморфизм хлоритов из апобазитовых метасоматитов // Минеральные критерии комплексной оценки сырья Кольского полуострова. — Апатиты, 1982. — С. 96—104.
- Петрова М.Г., Каупинен И.И., Глебов М.П. и др. Типохимические и структурные особенности калиевых полевых шпатов как критерий цезиеносности редкометалльных пегматитов // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1974. — № 9. — С. 177—178.
- Плюснин Г.С., Посохов В.Ф., Загорский В.Е. и др. К-Аг и Rb-Sr датирование процессов метаморфизма, гранито- и пегматитообразования в Куналейском прогибе // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1988. — № 2. — С. 130—134.

- Поля редкометалльных гранитных пегматитов: геохимическая специализация и закономерности размещения / Под ред. Л.Н. Овчинникова и М.В. Кузьменко. — М.: Наука, 1976. — 332 с.
- Пономарева А.П., Туровинин Ю.А. Новые данные по магматизму Калбы (к механизму формирования гранитных батолитов) // Геология и геофизика. — 1996. — Т. 37, № 6. — С. 34—44.
- Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1978. — 135 с.
- Раннедокембрийские гранитоидные формации / Ф.П. Митрофанов, Е.И. Кравцова, М.М. Мануйлова и др. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975. — 292 с.
- Редкоэлементные месторождения и минералы Алтая, Китая. — Урумчи: изд. Синьцзянской корпорации цветных металлов, 1989. — 210 с. (на китайском языке).
- Рифенды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов / А.Д. Смирнов, Е.Н. Алтухов, В.В. Булдаков и др. — М.: Наука, 1967. — 140 с.
- Рогов Н.В., Шабалинская Е.Д. Зональность полей редкометалльных пегматитов Сангилен и ее металлогеническое значение // Минералогия и генезис пегматитов. — Миасс, 1991. — Ч. 1. — С. 98—99.
- Родионов Г.Г. Типы пегматитовых поясов и их особенности // Геология месторождений редких элементов. — М.: Госгеолтехиздат, 1964. — Вып. 22. — С. 60—74.
- Рождественская В.А. Региональные метасоматиты метаморфического комплекса Вороньих Тундр (Кольский полуостров) // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1980. — Т. 55, вып. 1. — С. 107—118.
- Розанов К.И., Лавриненко Л.Ф. Редкометалльные пегматиты Украины. — М.: Наука, 1979. — 132 с.
- Ройзенман Ф.М., Рождественская В.А., Глебов М.П., Кузнецова Л.Г. Геохимические особенности и поисковое значение различных типов биотитовых метасоматитов в редкометалльном пегматитовом поле // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1980. — № 12. — С. 45—53.
- Рониксон Б.М., Рождественская В.А., Ройзенман Ф.М. Формация метасоматитов Вороньих Тундр // Геология метаморфических комплексов: Межвуз. науч. тем. сб. — Свердловск: изд. УПИ, 1977. — С. 28—33.
- Россовский Л.Н. Зональность полей редкометалльных пегматитов (на примере Гиндукуша) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1981. — № 5. — С. 38—52.
- Россовский Л.Н. Возраст редкометалльных пегматитов и пегматитоносных гранитов Альпийско-Гималайского складчатого пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1987. — № 8. — С. 27—34.
- Россовский Л.Н. Эволюция гранитных пегматитов в истории геологического развития складчатых областей (на примере Памира и Гиндукуша) // Докл. АН СССР. — 1990. — Т. 313, № 5. — С. 1195—1199.
- Россовский Л.Н. Минерагеническая специализация пегматитовых поясов (на примере Памира и Гиндукуша) // Минералогия и генезис пегматитов. — Миасс, 1991. — Ч. 2. — С. 84—86.
- Россовский Л.Н., Бовин Ю.П. О формировании редкометалльных пегматитов в условиях сильных боковых давлений // Геология и геофизика. — 1971. — № 5. — С. 139—144.
- Россовский Л.Н., Ключева Г.Н. О находке петалит-микроклиновых пегматитов // Зап. ВМО. — 1965. — Ч. 94, вып. 5. — С. 507—516.
- Россовский Л.Н., Коноваленко С.И. Геохимические особенности полевых шпатов сподуменовых пегматитов // Геохимия. — 1980. — № 9. — С. 1412—1417.
- Россовский Л.Н., Коноваленко С.И., Кумеев С.С. Геохимические и структурные особенности полевых шпатов из пегматитов зонального пегматитового поля // Геология и геофизика. — 1981. — № 3. — С. 70—76.
- Россовский Л.Н., Кузьмина Т.М., Ширяева В.А., Шмакин Б.М. Химические особенности и температурные условия образования бериллов из пегматитов Афганистана // Минерал. журн. — 1987. — Т. 9, № 5. — С. 81—86.
- Россовский Л.Н., Матросов И.И. Псевдоморфозы сподумена и кварца по петалиту и их роль в пегматитовом процессе // Докл. АН СССР. — 1974. — Т. 216, № 5. — С. 1135—1139.
- Россовский Л.Н., Матросов И.И. Превращение петалита в сподумен и кварц как один из критериев условий формирования пегматитов // Вопросы минералогии, петрологии и геохимии Красноярского края. Материалы Краснояр. отд. ВМО. — Красноярск, 1975. — Вып. 3. — С. 89—96.
- Россовский Л.Н., Чмырев В.М. Закономерности размещения редкометалльных пегматитов Гиндукуша (Афганистан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1976. — № 5. — С. 79—90.
- 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., Чмырев В.М., Еременко Г.К., Салах А.С. Литневые месторождения Афганистана // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1977. — № 7. — С. 86—93.
- Россовский Л.Н., Чмырев В.М., Салах А.С. Вертикальная амплитуда и зональность месторождений сподуменовых пегматитов Афганистана // Докл. АН СССР. — 1976а. — Т. 227, № 4. — С. 943—946.

- Россовский Л.Н., Чмырев В.М., Салах А.С. Афанитовые сподуменовые дайки, их связь с литиевыми пегматитами и условия образования // Докл. АН СССР. — 1976. — Т. 226, № 6. — С. 1418—1421.
- Россовский Л.Н., Чмырев В.М., Салах А.С., Стажило-Алексеев К.Ф. О первой находке крупного поля сподуменовых пегматитов в Центральном Афганистане // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1979. — № 8. — С. 47—52.
- Россовский Л.Н., Шмакин Б.М. Уникальный пример вертикальной геохимической зональности в пегматитах Гиндукуша // Докл. АН СССР. — 1978. — Т. 240, № 2. — С. 448—451.
- Россовский Л.Н., Шостацкий А.Н., Мятросов И.И. Особенности натро-литиевых пегматитов Восточной Гоби (МНР) // Докл. АН СССР. — 1971. — Т. 201, № 4. — С. 949—952.
- Садовский Ю.А. О зональности полей редкометалльных гранитных пегматитов // Вестн. АН КазССР. — 1964. — Вып. 3. — С. 78—86.
- Салоп Л.И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1977. — 304 с.
- Салье М.Е., Глебовицкий В.А. Металлогеническая специализация пегматитов. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976. — 188 с.
- Самсонова Н.С. О холмквистите из Тувы // Докл. АН СССР. — 1960. — Т. 132, № 4. — С. 907—910.
- Семенов Е.И., Шмакин Б.М. О составе сподитов в экзоконтактах редкометалльных пегматитов Бастара (Индия) // Докл. АН СССР. — 1988. — Т. 303, № 1. — С. 199—202.
- Сизых А.И. Эволюция метаморфизма в докембрии Бирюсинского и Урикско-Туманшетского метаморфических поясов // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. — С. 73—82.
- Скворцов В.А., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Типы танталоносных пегматитов, их экзоконтактовые изменения и первичные ореолы рассеяния на одном из месторождений Сибири // Геохимия. — 1975. — № 4. — С. 584—594.
- Слюдоносные пегматиты / В.А. Макрыгина, В.Е. Загорский, В.М. Макагон, Б.М. Шмакин. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — Т. 1: Гранитные пегматиты. — 233 с.
- Смирнов В.И. Порядок эндогенной рудной зональности // Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил. — Прага, 1963. — Т. 1. — С. 62—68.
- Соколов П.В., Горюкая М.Г., Гордиенко В.В. и др. Оленит $\text{Na}_{1-x}\text{Al}_3\text{Al}_4\text{B}_3\text{Si}_4\text{O}_{27}(\text{O}, \text{OH})_4$ — новый высокоглиноземистый минерал из группы турмалинов // Зап. ВМО. — 1986. — Ч. 115, вып. 1. — С. 119—123.
- Соколов Ю.М. Периодичность эндогенного рудообразования в докембрии // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. IV Межвед. совещ. и V Всесоюз. симп. по метаморфизму. — Винница, 1982. — С. 27—28.
- Солодов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 207 с.
- Солодов Н.А. Кларки щелочных и редких элементов в гранитных пегматитах // Особенности распределения редких элементов в пегматитах. — М.: Наука, 1969. — С. 185—194.
- Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. — М.: Наука, 1971. — 292 с.
- Солодов Н.А. Минерагения редкометалльных формаций. — М.: Недра, 1985. — 225 с.
- Солодов Н.А., Филиппова Ю.И. Зональность редкометалльных пегматитовых пучков и причины ее возникновения // Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. — М.: Наука, 1965. — С. 133—160.
- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. — М.: Наука, 1974. — 184 с.
- Сретенская Н.Г. Распределение свинца, таллия и рубидия в микроклинах из пегматитовых жил Калбинского массива // Четвертая конф. молодых науч. сотрудников ИМГРЭ. — М.: ИМГРЭ, 1962. — С. 19—22.
- Ставров О.Д. К вопросу о содержании редких элементов в кварце // Геохимия. — 1961. — № 6. — С. 508—514.
- 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., Хитров В.Г. Бор в породах и пегматитах Восточного Саяна // Геохимия. — 1960. — № 5. — С. 405—413.
- Танталоносность вольфрамитов и касситеритов — критерий поисков месторождений тантала / И.И. Четырбоцкая, Л.З. Быховский, И.И. Гетманский, Г.И. Шумов // Разведка и охрана недр. — 1967. — № 8. — С. 5—10.
- Тарновский Г.Н. Холмквистит из редкометалльных пегматитов и их экзоконтактовых ореолов // Геохимия пегматитов Восточной Сибири. — М.: Наука, 1971. — С. 171—174.
- Таусон Л.В., Ставров О.Д. О геохимии рубидия в гранитоидах // Геохимия. — 1957. — № 8. — С. 699—703.

- Таусон Л.В., Шмакин Б.М. Традиционные и новые источники редких элементов. — М.: Изд. ВИНТИ, 1988. — 104 с.
- Темвисов Ю.И. Горизонтальная и вертикальная зональность в пегматитовых полях Забайкалья // Докл. АН СССР. — 1971. — Т. 196, № 2. — С. 429—432.
- Теремецкая А.Г., Рябенко В.Е., Чернуха Ф.П. и др. Некоторые закономерности пространственного распределения редкометалльных пегматитов на примере одного района // Вестн. МГУ. Геология. — 1973. — № 3. — С. 76—84.
- Тимофеев И.Н. Некоторые особенности геологической позиции и условий образования пологозалегающих пегматитовых тел // Геол. рудн. месторождений. — 1980. — Т. 22, № 1. — С. 36—48.
- Труфанова Л.Г., Глюк Д.С. Условия образования литиевых минералов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 150 с.
- Турмалин (рентгенография и типоморфизм) / Г.Г. Афонина, В.М. Макагон, Л.А. Богданова, Л.Д. Зорина. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — 143 с.
- Учакин Ю.М., Шиманский А.А., Пауллер Т.И. Содержание редких элементов в полевых шпатах из пегматитов Саяна // Геохимия. — 1962. — № 8. — С. 673—680.
- Фашии метаморфизма восточной части Балтийского щита / О.А. Беляев, С.А. Бушмин, О.И. Володичев и др. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1990. — 143 с.
- Фельдман Л.Г., Гинзбург А.И. Уникальное тантал-цезиевое месторождение Берник-Лейк (Монтгари) в Канаде // Разведка и охрана недр. — 1971. — № 9. — С. 61—64.
- Ферман А.Е. Пегматиты (1940). Избранные труды. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — Т. 4. — 489 с.
- Фылишпов В.А. Структурно-генетические особенности и геохимические критерии редкометалльных пегматитов // Изв. АН КазССР. Сер. геол. — 1964. — № 5. — С. 34—44.
- Фылишпова Ю.И. Геохимия редких элементов в слабо дифференцированных поллуцитоносных пегматитах Сибири // Пегматитовые редкометалльные месторождения. — М.: ИМГРЭ, 1971. — Вып. 4. — С. 44—58.
- Фылишпова Ю.И. Зависимость химического состава турмалина, граната и апатита от редкометалльной специализации гранитных пегматитов // Типохимизм минералов гранитных пегматитов. — М.: ИМГРЭ, 1984. — С. 55—68.
- Фришман Н.И., Яковлев В.М. О находке поллуцитсодержащих пегматитов на Украинском щите // Минералогия и генезис пегматитов. — Миасс, 1991. — Ч. 1. — С. 63—65.
- Хвостова В.А. Новая находка гольмквистита // Докл. АН СССР. — 1958. — № 5. — С. 1027—1030.
- Хвостова В.А., Ляпутина И.П., Петерсон М.Р. Находка цезиевого биотита в СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1973. — № 1. — С. 142—146.
- Хвостова В.А., Полетаев И.А., Липатов В.Н. Петрография, минералогия и геохимия метасоматитов. — М.: Наука, 1978. — 155 с.
- Хвостова В.А., Полетаев И.А., Липатов В.Н., Слесарчук В.С. О распределении редких щелочных элементов в метасоматически измененных метаморфических породах // Геохимия. — 1973. — № 8. — С. 1235—1241.
- Хрюкин В.Г. К вопросу о структурном контроле постскладчатых редкометалльных пегматитов // Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. — М.: Наука, 1965. — С. 127—132.
- Чупуров А.И., Пальинов Ю.Н. Изменения сподумена и петалита в щелочном растворе при повышенных температурах и давлениях // Геология и геофизика. — 1980. — № 5. — С. 68—74.
- Шавло С.Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. — Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1958. — 327 с.
- Шавло С.Г., Кириклива С.И., Князев Г.И. Гранитные пегматиты Украины. — Киев: Наук. думка, 1984. — 263 с.
- Шиманский А.А., Учакин Ю.М. О характере распределения щелочей в микроклинах из пегматитов Восточного Саяна // Геохимия. — 1962. — № 9. — С. 833—836.
- Широбоков И.М., Сезько А.И. Основные черты стратиграфии докембрия Восточного Саяна // Основные черты геологии Вост. Саяна. — Иркутск, 1979. — С. 8—36.
- Шишова С.Ф. Металлогенетические эпохи докембрия в Австралии // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1978. — № 2. — С. 102—117.
- 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. Новые данные по геохимии и минералогии редкометалльных пегматитов месторождения Коктогай (Синьцзян, КНР) // Геохимия. — 1992. — № 6. — С. 821—833.
- 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., Глебов М.П., Афонина Г.Г., Петрова М.Г. О некоторых особенностях состава и структурного состояния калиевых полевых шпатов из редкометалльных пегматитов // Геохимия. — 1975. — № 11. — С. 1645—1652.

- Шмакин Б.М., Загорский В.Е., Макагон В.М. Классификация гранитных пегматитов // Тез. IV Объед. междунар. симпоз. по проблемам прикладной геохимии, посвящ. памяти акад. Л.В. Таусона. — Иркутск, 1994. — С. 69—70.
- Шмакин Б.М., Топунова Г.А. Гранитные пегматиты США. — М.: Наука, 1981. — 116 с.
- Шмакин Б.М., Топунова Г.А. Геохимические особенности одного из полей редкометалльных пегматитов Северо-Востока СССР // Геохимия. — 1988. — № 8. — С. 1808—1812.
- Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н. Роль жидкостной несмесимости при образовании пегматитов: доказательство и петрогенетическое значение // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1991. — Т. 66, вып. 5. — С. 135.
- Щерба Г.Н., Лопатников В.В., Сериков П.В. и др. Морфология и строение Калба-Нарымского плутона // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1971. — № 3. — С. 57—65.
- Щербин С.С., Осетров О.А. Первичные ореолы рассеяния редких элементов пегматитов // Геология руд. месторождений. — 1961. — № 6. — С. 79—90.
- Щербина В.В. Зависимость изоморфных замещений от давления // Геохимия. — 1965. — № 5. — С. 544—550.
- Anderson R.K. Rubidium-strontium age determinations from the Churchill Province of northern Manitoba; unpublished M.Sc. Thesis, University Manitoba, 1974. — 75 p.
- Bailes A.H. Geology of the Guay-Wimapedi Lake area // Manitoba Resources Division, Geological Survey Branch, Publication 75-2, 1975. — 104 p.
- Baragar W.R.A. Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. — 1966. — Vol. 3. — P. 9—30.
- Barley M.E., Dunlop J.S.K., Glover J.E., Groves D.I. Sedimentary evidence for an Archaean shallow-water volcanic-sedimentary facies, eastern Pilbara Block, Western Australia // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1979. — Vol. 43. — P. 74—84.
- Bickie M.J., Bettenay L.F., Boulter C.A. et al. Horizontal tectonic interaction of an Archaean gneiss belt and greenstones, Pilbara Block, Western Australia // Geologi. — 1980. — Vol. 8. — P. 525—529.
- Binns R.A. Zones of progressive regional metamorphism in the Willyamma Complex, Broken Hill District, New South Wales // J. Geol. Soc. Austral. — 1964. — Vol. 11. — P. 283—330.
- Bond G., Wilson J.F., Winnal N.J. Age of the Huntsman time stone (Bulawayan) Stromatolites // Nature. — 1973. — Vol. 244, N 5414. — P. 275—276.
- Breaks F.W., Moore J.M. The Ghost Lake batholith, Superior province of northwestern Ontario: A fertile, S-type, peraluminous granite-rare-element pegmatite system // Can. Miner. — 1992. — Vol. 30. — P. 835—875.
- Brookins D.G. Rb-Sr geochronologic studies of large granitic pegmatites // Neues Jahrbuch Miner. Abh., 1986. — B156, H. 1. — S. 81—97.
- Brookins D.C., Chakoumakos B.C., Cook C.W. et al. The Harding pegmatite: Summary of recent research // New Mexico Geol. Soc. Guidebook, Santa Fe, 1979. — P. 127—133.
- Brookins D.G., Fairbairn H.W., Hurley P.M., Pinson W.H. A Rb-Sr geochronologic study of the pegmatites of the Middletown area, Connecticut // Contribs. Mineral. and Petrol. — 1969. — Vol. 22, N 2. — P. 157—168.
- Cameron E.N. Occurrence of mineral deposits in the pegmatites of the Karibib-Omaruru and river areas of SW Africa // Transactions AIME, Mining Engineering. — 1955. — N 9. — P. 867—874.
- Cameron E.N., Jahns R.H., McNair A.H., Page L.R. Internal structure of granitic pegmatites. — Urbana: Econ. Geology Publ. Co., 1949. — 116 p.
- Chakoumakos B.C., Lumpkin G.R. Pressure-temperature constrains on the crystallizations of the Harding pegmatite, Taos county, New Mexico // Can. Miner. — 1990. — Vol. 28. — P. 287—298.
- Cerna I., Černý P., Ferguson R.B. The Tanco pegmatite at Bernik Lake, Manitoba. III Ambligonite — montebasite // Can. Miner. — 1972. — Vol. 11, pt. 3. — P. 643—659.
- Černý P. Mineralogy of rubidium and cesium // Granitic Pegmatites in Science and Industry: Miner. Assoc. Canada Short Course Handbook. — Winnipeg, 1982a. — Vol. 8. — P. 146—162.
- Černý P. The Tanco pegmatite at Bernik Lake southwestern Manitoba // Granitic Pegmatites in Science and Industry: Miner. Assoc. Canada Short Course Handbook. — Winnipeg, 1982b. — Vol. 8. — P. 527—543.
- Černý P. Characteristics of Pegmatite Deposits of Tantalum // Lanthanides, Tantalum and Niobium. — Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 1989. — P. 195—239.
- Černý P. Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatites in the light of current research // Applied Geochemistry. — 1992. — Vol. 7, N 5. — P. 393—416.
- Černý P., Ferguson R.B. Petalite and spodumene relations // Can. Mineral. — 1972. — N 11. — P. 660—678.
- Černý P., Hawthorne F.C. Selected peraluminous minerals // Granitic Pegmatites in Science and Industry: Miner. Assoc. Canada Short Course Handbook. — Winnipeg, 1982. — Vol. 8. — P. 163—179.
- Černý P., Lenton P.G. The Buck and Pegli lithium deposits, Southeastern Manitoba: The problem of updip fractionation in subhorizontal pegmatite sheets // Econom. Geol. — 1995. — Vol. 90. — P. 658—675.

- Černý P., Load B.E., Hawthorne F.C., Chapman R. Fractionation trends of the Nb- and Ta-bearing oxide minerals in the Creer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole, southeastern Manitoba // *Amer. Mineral.* — 1986. — Vol. 7. — P. 501—517.
- Černý P., Macek J. The Tanco pegmatite at Bernik Lake, Manitoba. V. Coloured potassium feldspars // *Can. Miner.* — 1972. — Vol. 11. — P. 679—689.
- Černý P., Meintzer R.E. Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-element pegmatites: crystal environment geochemistry and petrogenetic relationships // *Recent Advances in the Geology of Granite Related Mineral Deposits, CIM. Spec.*, 1988. — Vol. 39. — P. 170—207.
- Černý P., Meintzer R.F., Anderson A.J. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data mechanisms // *Can. Miner.* — 1985. — Vol. 23. — P. 381—421.
- Černý P., Trueman D.L., Ziehlke D.V. et al. The Cat Lake-Winnipeg River and Wekusko Lake Pegmatite fields, Manitoba // *Man. Miner. Res. Div. Econ. Geol. Rept. ER80-1*, 1981. — 240 p.
- Condie K.C., Macek J.E., Reimer T.O. Petrology and geochemistry of early Precambrian graywackes from the Fig Tree Group, South Africa // *Bul. Geol. Soc. Amer.* — 1970. — Vol. 81. — P. 2759—2776.
- Cooper A.F., Paterson L.A., Reid D.L. Lithium in carbonatites—consequence of an enriched mantle source? // *Miner. Mag.* — 1995. — Vol. 59, N 3. — P. 401—408.
- Crouse R.A., Černý P. The Tanko pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. I. Geology and paragenesis // *Can. Miner.* — 1972. — Vol. 11, pt. 3. — P. 591—608.
- De Paolo D.J. Neodimium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // *Nature.* — 1981. — Vol. 291, N 5812. — P. 193—196.
- Douglas R.J.W. Geological provinces in the National Atlas Kanada // *Geol. Surv. Canada*, 1973. — P. 27—28.
- Drury S.A. Rare-earth and other trace-elements data bearing on the origin of Archean granitic rocks from Yellowknife, Northwest Territories // *Can. J. Earth Sci.* — 1979. — Vol. 16. — P. 809—815.
- Dujon S.C., Lagache M., Sebastian A. Experimental study of Li-rich granitic pegmatites. Part III; Thermodynamic implications of the experiments in the Na-Li-Cs system. Consequences of the properties of solutes // *Amer. Mineral.* — 1991. — Vol. 76, N 9—10. — P. 1614—1619.
- Duke E.E., Papike J.J., Laul J.C. Geochemistry of a boron-rich peraluminous granite plutone: The Calamity Peak Layered granite-pegmatite complex, Black Hills, South Dakota // *Can. Miner.* — 1992. — Vol. 30. — P. 811—833.
- Duke E.F., Redden J.A., Papike J.J. Calamity Peak layered granite-pegmatite complex, Black Hills, South Dakota // *Geol. Soc. Amer. Bull.* — 1988. — Vol. 100. — P. 825—840.
- Duke E.F., Shearer C.K., Redden J.A., Papike J.J. Proterozoic granite-pegmatite magmatism, Black Hills, S. Dakota: structure and geochemical zonation // *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* — 1990. — Vol. 37. — P. 253—264.
- Ebert H. The Precambrian geology of the "Borborema"-Belt (States of Paraíba and Rio Grande do Norte; northeastern Brasil) and the origin of its mineral provinces // *Geol. Rdsch.* — 1970. — Bd 59, H. 3. — S. 1292—1326.
- Fletcher I.R., Williams S.J., Gee R.D., Rosman K.J.R. Sm-Nd model ages across the margins of the Archean Yilgarn Block, Western Australia, north-west transect in to the Proterozoic Gascoyne Province // *J. Geol. Soc. Austral.* — 1983. — Vol. 30, N 1—2. — P. 167—174.
- Foord E.E. Minerals of tin, titanium, niobium and tantalum in granitic pegmatites // *Granitic Pegmatites in Science and Industry*, 1982. — Vol. 8. — P. 187—238.
- Foord E.E., Spaulding L.B., Mason R.A., Martin R.F. Mineralogy and paragenesis of the Little Three mine pegmatites, Ramona district, San Diego county, California // *Miner. Rec.* — 1989. — Vol. 20, N 2. — P. 101—127.
- Foster M.D. Interpretation of the composition of lithium micas // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1960, N 354E. — P. 115—147.
- Froese E., Gasparini E. Metamorphic zones in the Snow Lake area, Manitoba // *Can. Miner.* — 1975. — Vol. 13. — P. 162—167.
- Frost M.T., Tsombourakis G. Holmquistite-bearing amphibolite from Greenbushes Western Australia // *Miner. Mag.* — 1987. — Vol. 51, N 4. — P. 585—591.
- Goelt W., Pluhar E. Types of tin-bearing pegmatites in Phuket, Thailand, with special reference to tantalum-rich ores // *Mineralization Assoc. with Acid Magmatism / Ed. by A.M. Evans.* — John Wiley and Sons, 1982. — P. 91—99.
- Göd R. The spodumene deposit at "Weinebene", Koralpe, Austria // *Miner. Depos.*, 1989. — Vol. 24. — P. 270—278.
- Goodwin A.M., Ridler R.H. The Abitibi orogenic belt // *Pap. Geol. Surv. Can.* — 1970. — N 40. — P. 1—24.
- Granitic Pegmatites in Science and Industry: *Miner. Assoc. Canada Short Course Handbook.* — Winnipeg, 1982. — Vol. 8. — 555 p.
- Grice I.D., Černý P., Ferguson R.B. The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. II. Wodginite, tantalite, pseudoisidorite and related minerals // *Can. Miner.* — 1972. — Vol. 11, pt. 3. — P. 609—642.

- Griffiths W.R., Olson J.C.** Mica deposits of the south-eastern Piedmont // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1953. — Vol. 248D. — P. 203—249. — Vol. 248E. — P. 293—325.
- Hatcher M.I., Bolito B.C.** The Greenbusches pegmatite, SW Western Australia // *Granitic Pegmatites in Science and Industry. Mineral. Assoc. Canada Handbook.* — Winnipeg, 1982. — Vol. 8. — P. 513—525.
- Heier K.S., Adams J.A.S.** The geochemistry of the alkali metals // *Phys. and Chem. of the Earth.* — Pergamon Press, 1964. — Vol. 5. — P. 253—381.
- Heinrich E.W.** Pegmatites of Eight Mile park, Fremont county, Colorado. Pts. 1 and 2 // *Amer. Mineral.* — 1948. — Vol. 33, N 7—10. — P. 420—587.
- Heinrich E.W.** Zoning in pegmatite districts // *Amer. Mineral.* — 1953. — Vol. 38. — P. 67—87.
- Heinrich E.W.** Micas of the Brown Derby pegmatites, Gunnison Country, Colorado // *Amer. Mineral.* — 1967. — Vol. 52. — P. 1110—1121.
- Helmstaedt H., Padgham W.A., Brophy J.A.** Multiple dikes in lower Kam Group, Yellowknife greenstone belt: evidence for Archean sea-floor spreading // *Geology.* — 1986. — Vol. 14. — P. 562—566.
- Hensen B.** Mineralogy and petrography of some lithium and beryllium bearing albite pegmatites near Dood Spain // *Leid Geol. med.*, 1967. — Vol. 39. — P. 249—259.
- Herz N., Sao Paulo.** Chemical composition of Precambrian pelitic rocks, Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brasil // *Geol. Surv. Res.* — 1962. — Article 86. — P. 75—78.
- Herz N., Hurley P.M., Pinson W.H., Fairbairn H.W.** Age measurements from a part of the Brazilian Shield // *Geol. Soc. Amer. Bull.* — 1961. — Vol. 72. — P. 1111—1119.
- Hess F.L., Fahey J.J.** Cesium biotite from Custer County, South Dakota // *Amer. Mineral.* — 1932. — Vol. 17, N 5. — P. 173—176.
- Hornung G.** Wallrock composition as a guide to pegmatite mineralization // *Econ. Geol.* — 1962. — Vol. 57, N 7. — P. 1127—1130.
- Iristeta M.C., Whittaker E.J.W.** A three-dimensional refinement of structure of holmquistite // *Acta Crystallogr.* — 1975. — Vol. 31, pt. 1. — P. 145—150.
- Jahns R.H., Burnham C.W.** Experimental studies of pegmatite genesis. I. A model for derivation and crystallization of granitic pegmatites // *Econ. Geol.* — 1969. — Vol. 64, N 8. — P. 843—864.
- Jahns R.H., Ewing R.C.** The Harding mine, Taos county, New Mexico. — 1977. — Vol. 8. — P. 115—126.
- Jolliff B.L., Papike J.J., Shearer C.K.** Fractionation trends in mica and tourmaline as indicators of pegmatite internal evolution: Bob Ingerson pegmatite, Black Hills, South Dakota // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* — 1987. — Vol. 51. — P. 519—534.
- Jolliff B.L., Papike J., Shearer C.K.** Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution: Bob Ingerson pegmatite, Black Hills, South Dakota // *Amer. Mineral.* — 1986. — Vol. 71. — P. 472—500.
- Jolly W.T.** Regional metamorphic zonation as an aid in study of Archean terrains: Abitibi region, Ontario // *Can. Miner.* — 1974. — Vol. 12, N 7. — P. 490—508.
- Karpoff B.S.** Holmquistite occurrence in the mining property of Quebec Lithium Corporation, Barraute // *Mem. Intern. Geol. Congr.*, 21 ses. — Copengagen, 1960. — Pt. 17. — P. 7—14.
- Keller R., Fransolet A.M., Fontan F.** Triphylite-lithiophilite and triplite-zweiselite in granitic pegmatites. Their texture and genetic relationships // *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandl.* — 1994. — Bd 168, H. 2. — S. 127—145.
- Kesler T.L.** Exploration of the King's Mountain pegmatites // *Mining Eng.* — 1961. — N 9. — P. 1063—1068.
- Knorring O.** Mineralogical notes from Southern Africa // *Ann. Rept. Res. Inst. Afr. Geol. and Dept. Earth Sci. Univ. Leeds*, 1977. — N 20. — P. 53—55.
- Knorring O., Hornung G.** On the lithium amphibole holmquistite from Benson pegmatite mine, Mtoko Southern Rhodesia // *Miner. Mag.* — 1961. — Vol. 32, N 252. — P. 731—735.
- Kretz R., Loop J., Hartree R.** Petrology and Li-Be-B geochemistry of muscovite-biotite granite and associated pegmatites near Yellowknife, Canada // *Gontribs Mineral. and Petrol.* — 1989. — Vol. 102, N 2. — P. 174—190.
- Kroll H., Kotelnikov A.R., Göttlicher J., Valyashko E.V.** (K, Sr)-feldspar solid solutions: the volume behaviour of heterovalent feldspars // *Europ. J. Mineral.* — 1995. — Vol. 7, N 3. — P. 489—499.
- Kun N.** The mineral resources of Africa. — Amsterdam; London; New York: Elsevier, 1965. — 740 p.
- Kunasz A.** Foot Mineral company-Kings Mountain operation // *Granitic Pegmatites in Science and Industry* / Ed. P. Černý: Mineral Assoc. Can., Short Course Handbook. — Winnipeg, 1982. — Vol. 8. — P. 505—511.
- Lahti S.I.** Zoning in columbite-tantalite crystals from the granitic pegmatites of the Erajarvi area, southern Finland // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* — 1987. — Vol. 51, N 3. — P. 509—517.
- Li Zhaolin, Zhang Jinzhang, Wu Aizhi, Ouvana Zhonghui.** The geological and geochemical characteristics of some pegmatites of rare metals in Fujian province / Preprint. Dept. of Geology, Nanjing University. Nanjing, 1982. — 23 p.
- Linnen R.L., Williams-Jones A.E.** The evolution of pegmatite-noted Sn-W mineralization at Nong-Sua, Thailand // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* — 1994. — Vol. 58. — P. 735—747.

- Little W.M. Inclusions in cassiterite and associated minerals // *Econ. Geol.* — 1960. — Vol. 55, N 3. — P. 485—509.
- Lockett N.H. The geology of the country around Dett // *Rhodesia Geological Survey Bull.* — Salisbury, 1979. — 179p.
- London D. Experimental phase equilibria in the system $\text{LiAlSiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$: a petrogenetic grid lithium-rich pegmatites // *Amer. Mineral.* — 1984. — Vol. 69, N 11—12. — P. 995—1004.
- London D. Holmquistite as a guide to pegmatitic rare-element deposits // *Econ. Geol.* — 1986a. — Vol. 81, N 3. — P. 704—712.
- London D. Internal differentiation of rare element pegmatites: effects of boron, phosphorus and fluorine // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* — 1986b. — Vol. 51. — P. 403—420.
- London D. Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase equilibrium experiments // *Amer. Mineral.* — 1986. — Vol. 71, N 3—4. — P. 376—395.
- London D. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites // *Can. Miner.* — 1992. — Vol. 30, pt. 3. — P. 499—540.
- London D., Burt D.M. Alteration of spodumene, montebrasite and lithiophilite in pegmatites of the White Picacho district, Arizona // *Amer. Mineral.* — 1982. — Vol. 67, N 1/2. — P. 97—113.
- London D., Černý P., Loomis J., Pan J. Phosphorus in alkali feldspars of rare-element granitic pegmatites // *Can. Miner.* — 1992. — Vol. 28. — P. 499—540.
- Longstaffe F.J. Stable isotopes in the study of granitic pegmatites and related rocks // *Granitic Pegmatites in Science and Industry: Miner. Assoc. Canada Short Course Handbook.* — Winnipeg, 1982. — Vol. 8. — P. 373—404.
- Longstaffe F.J., Černý P., Muehlenbachs K. Oxygen isotope geochemistry of the granitoids in the Winnipeg river pegmatite district, Southeastern Manitoba // *Can. Miner.* — 1981. — Vol. 19. — P. 195—204.
- Luan Shiwei. Some geochemical characteristics of RE-bearing granitic pegmatite in the eastern Quinling Range // *Geochemistry.* — 1984. — Vol. 3, N 4. — P. 333—341.
- Maegregor A.M. Notes on the Precambrian formations of Southern Rhodesia // *Compt. rend. reunion de Nairobi, 1954.* — Paris, 1955. — P. 147—151.
- Makagon V.M., Shmakina B.M., Wedepohl A.I. Isomorphic and mineral forms of Ta and Nb admixtures in cassiterites from rare-metal and tin-bearing pegmatites // *Abstr. 16th General Intern. Meeting of IMA.* — Piza, 1994. — P. 255—256.
- Martin R.E. Quartz and feldspars // *Granitic Pegmatites in Science and Industry: Miner. Assoc. Canada Short Course Handbook.* — Winnipeg, 1982. — Vol. 8. — P. 4—62.
- Martin Y.J. The Bikita tinfield // *Southern Rhodesia Geol. Surv. Bull.* — 1964. — N 58. — P. 114—143.
- Matheis G., Küster D. Geochemical exploration guides for rare-metal pegmatites — examples from Nigeria and Sudan // *Lantanides, Tantalum and Niobium.* — Berlin: Springer-Verlag, 1989. — P. 321—328.
- Mc Lennan S.M., Taylor S.R., Eriksson K.A. Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* — 1983. — Vol. 47, N 7. — P. 1211—1222.
- Mc Math J.C. Tantalum deposits of the Pilbara District // *Geology of Australian Ore Deposits.* — Melbourne, 1953. — 115 p.
- Mittlefehldt D.W., Müller C.F. Geochemistry of the Sweetwater Wash pluton, California: Implications for "Anomalous" Trace behaviour during differentiation of Felsic Magmas // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* — 1983. — Vol. 47. — P. 109—124.
- Moore P.B. Pegmatite phosphates: descriptive mineralogy and crystal chemistry // *Miner. Rec.* — 1973. — N 4. — P. 103—130.
- Morgan G.B. Vi, London D. Alteration of amphibolitic wallrocks around the Tanco rare-element pegmatite, Bernic Lake, Manitoba // *Amer. Mineral.* — 1987. — Vol. 72. — P. 1097—1121.
- Mottana A., Montrasio A., Liborio G. Pegmatites of the Central Alps and their minerals / *Guide-book to the field excursion A1, IMA-94.* — Roma, 1994. — 63 p.
- Munoz J.L., Luddington S.D. F-OH exchange in biotite // *Amer. Mineral. J. Sci.* — 1974. — Vol. 274, N 4. — P. 396—413.
- Murciego A., Martin Pozas J.M., Garcia Sanchez A. Etude mineralogique et cristalochimique comparee des cassiterites pegmatitiques et filonienne du gisement EL Cubito (Salamanca, Espagne) // *14 Reun. Sci. Terre "Macro et micro regards terre", Toulouse, Paris, 1992.* — P. 111.
- Nabelek P.I., Russ-Nabelek C., Denison J.R. The generation and crystallization conditions of the Proterozoic Harney Peak leucogranite, Black Hills, South Dakota, USA: Petrologic and geochemical constraints // *Contribs Mineral. and Petrol.* — 1992. — Vol. 110. — P. 173—191.
- Neiva A.M.R. Geochemistry of coexisting apfites and pegmatites and their minerals from Central Northern Portugal // *Chem. Geol.* — 1975. — Vol. 16. — P. 153—177.
- Nickel E.H., Karpoff B.S., Maxwell J.A. et al. Holmquistite from Barraute, Quebec // *Can. Miner.* — 1960. — Vol. 6. — P. 504—512.
- Niggli P. Die Leichtfluchtigen Bestandteile im Magma // *Preisschr. Jablonaw. Ges.* — 1920. — N 47. — S. 165—230.

- Norrmag G.** Wallrock composition as a guide to pegmatite mineralization // *Econ. Geol.* — 1962. — Vol. 57, N 7. — P. 1127—1130.
- Norton J.J.** Ternary diagrams of the quartz-feldspar content of pegmatites in Colorado // *Bull. Geol. Surv. Amer.* — 1966. — 1241D. — 175p.
- Norton J.J.** Sequence of mineral assemblages in differentiated granitic pegmatites // *Econ. Geol.* — 1988. — Vol. 78, N 5. — P. 854—874.
- Norton J.J., Redden J.A.** Relations of zoned pegmatites to other pegmatites, granite and metamorphic rocks in the southern Black Hills, South Dakota // *Amer. Mineral.* — 1990. — Vol. 75. — P. 631—655.
- Partington G.A.** Environment and structural controls on the intrusion of the giant rare metal Greenbushes pegmatites, Western Australia // *Econ. Geol.* — 1990. — Vol. 85, N 3. — P. 437—456.
- Penner A.P., Clark G.S.** Rb-Sr age determinations from the Bird River area, Southeastern Manitoba // *Geoscience Studies in Manitoba, Geol. Assoc. Canada Spec. Paper*, 1971. — Vol. 9. — P. 105—109.
- Phillips G.H.** Regional metamorphic conditions, Broken Hill, Australia // *Int. Geol. Congr. Abstr.*, 1980. — P. 1—75.
- Phillips G.N., Wall V.J.** Evaluation of prograde regional metamorphic conditions: their implications for the heat source and water activity during metamorphism in the Willyama Complex, Broken Hill, Australia // *Bull. Miner.* — 1981. — Vol. 104. — P. 801—810.
- Pidgeon R.T.** 3450 m.y. old volcanics in the Archean layered greenstone succession of the Pilbara Block, Western Australia // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 1978. — Vol. 37. — P. 421—428.
- Rare metals pegmatite and saline minerals in Xinjiang Uygur autonomus region, China / Field trip guidebook T008.** Beijing: Org. Com. IMA. — 1990. — 22 p.
- Redden J.A.** Geology of the Berne Quadrangle, Black Hills, South Dakota // *Geol. Surv. Prof. Paper*, 1968. — Vol. 297. — P. 15—64.
- Redden J.A., Norton J.J., McLaughlin R.J.** Geology of the Harney Peak granite, Black Hills, South Dakota // *U.S. Geol. Surv. Open-File Report*, 1982. — P. 82—481.
- Rinaldi R., Černý P., Ferguson R.B.** The Tanko pegmatite at Bernik Lake, Manitoba. VI.-Lithium-rubidium-cesium micas // *Can. Miner.* — 1972. — Vol. 11, pt. 3. — P. 690—707.
- Rockhold J.R., Nabelek P.I., Glascock M.D.** Origin of rhythmic layering in the Calamity Peak satellite pluton of the Harney Peak Granite, South Dakota: the role of boron // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* — 1987. — Vol. 51. — P. 487—496.
- Roedder E.** Fluid inclusions as samples of ore fluids // *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits.* — New York: Wiley-Interscience, 1979. — P. 515—574.
- Roering C.** Aspects of the genesis and crystallization sequence of the Karibib pegmatites // *Econ. Geol.* — 1966. — Vol. 61. — P. 1064—1089.
- Sadashivaiah M.S., Devaraju T.C., Gowd Reddy K. et al.** Spodumene pegmatites from Hutti, Raichur district, Karnataka // *Proc. Indian Acad. Sci.: Earth and Planet. Sci.* — 1980. — Vol. 89. — P. 403—411.
- Saffiannikoff A., Wambeke L. van.** La pegmatite radioactive a beryl de Kobo-Kobo et les autres venues pegmatitiques et filoniques de la region de Kamituga-Kivu, Rep. du Congo // *Miner. Depos.* — 1967. — Vol. 2, N 2. — P. 119—130.
- Saggerson E.P., Turner L.M.** Distribution of regional metamorphism in Africa // *Geol. Rdsch.* — 1980. — Bd. 69, H. 3. — S. 745—756.
- Schneiderhöhn H.** Die Erzlagerstätten der Erde. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, 1961. — Bd. II: Die Pegmatite. — 720 S.
- Sebastian A., Lagache M.** Experimental study of the equilibrium between pollucite, albite and hydrothermal fluid in pegmatitic system // *Miner. Mag.* — 1990. — Vol. 54. — N 376. — P. 447—454.
- Shearer C.K., Papike J.J.** Pegmatite-wallrock interaction: holmquistite-bearing amphibolite, Edison pegmatite, Black Hills, South Dakota // *Amer. Mineral.* — 1988. — Vol. 73. — P. 324—337.
- Shearer C.K., Papike J.J., Jolliff B.L.** Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element granite-pegmatite system, Black Hills, S. Dakota // *Can. Mineral.* — 1992. — Vol. 30, pt. 3. — P. 785—809.
- Shearer C.K., Papike J.J., Laul J.C.** Mineralogical and chemical evolution of a rare-element system: Harney Peak, Black Hills, South Dakota // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* — 1987. — Vol. 51, N 3. — P. 473—486.
- Shearer C.K., Simon S.B., Laul J.C.** Pegmatite-wallrock interactions, Black Hills, South Dakota: interactions between pegmatite-derived fluids and quartz-mica schist wallrock // *Amer. Mineral.* — 1986. — Vol. 71. — P. 518—539.
- Shigley J.E., Brown G.E. Jr.** Occurrence and alteration of phosphate minerals at the Stewart pegmatite, Pala district, San Diego county, California // *Amer. Mineral.* — 1985. — Vol. 70, N 3/4. — P. 395—408.
- Shmakin B.M.** Composition and structural state of K-feldspars from some U.S. pegmatites // *Amer. Mineral.* — 1979. — Vol. 64. — P. 49—56.
- Shmakin B.M., Wedepohl A.** Some geochemical and mineralogical peculiarities of pegmatites in Southern Africa // *Abstr. Centennial Geocongress.* — Johannesburg. — 1995. — Vol. 1. — P. 42—45.

- Smith A.E., Cook D.R. Collector's library. Minerals of the United States // *Miner. Rec.*, 1979. — Vol. 10, N 1. — P. 13—28.
- Smith I.E.M. Geochemical evolution in the Black River group, Abitibi Greenstone Belt, Superior Province // *Can. J. Earth Sci.* — 1980. — Vol. 17, N 9. — P. 1292—1299.
- Spilde M.N., Shearer C.K. A comparison of tantalum-niobium oxide assemblages in two mineralogically distinct rare-element granitic pegmatites, Black Hills, South Dakota // *Can. Miner.* — 1992. — Vol. 30. — P. 719—737.
- Taylor B.E., Foord E.E., Fridrichsen H. Stable isotope and fluid inclusion studies of gem-bearing granitic pegmatite-aplite dikes, California // *Contribs Mineral. and Petrol.* — 1979. — Vol. 68, N 2. — P. 187—205.
- Teerstra D.K., Černý P. First natural occurrences of end-member pollucite: A product of low-temperature reequilibration // *Europ. J. of Mineral.*, 1995. — P. 1137—1148.
- Teerstra D.K., Černý P., Novak M. Compositional and textural evolution of pollucite in pegmatites of Moldanibicum // *Mineral. and Petrol.* — 1995. — Vol. 55. — P. 37—51.
- Thomas A.V., Spooner E.T.C. Fluid inclusions in the system $H_2O - CH_4 - NaCl - CO_2$ from metasomatic tourmaline within the border unit of the Tanko zoned granitic pegmatite // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* — 1988. — Vol. 52, N 5. — P. 1065—1075.
- Thompson W. The Palermo mine, New Hampshire // *Miner. Rec.* — 1974. — Vol. 5, N 6. — P. 274—279.
- Trueman D.L., Černý P. Exploration for rare-element granitic pegmatites // *Granitic Pegmatites in Science and Industry: Miner. Assoc. Canada Short Course Handbook.* — Winnipeg, 1982. — Vol. 8. — P. 463—494.
- Varlamoff N. Central and West African rare-metal granitic pegmatites, related aplites, quartz veins and mineral deposits // *Miner. Depos.* — 1972. — Vol. 7. — P. 202—216.
- Vesalalo A. On the petalite occurrences of Tammela, SW-Finland // *Bull. Comm. Geol. Finlande.* — 1959. — N 184. — P. 59—74.
- Vine J.D. Where on Earth is all the lithium? / USGS Open File Report 80-1234. — Washington, 1980. — 107 p.
- Walker R.J., Hanson G.N., Papike J.J. Trace element constraints on pegmatite genesis: Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota // *Contribs Mineral. and Petrol.* — 1989. — Vol. 101. — P. 290—300.
- Walker R.J., Hanson G.N., Papike J.J. et al. Internal evolution of the Tin Mountain pegmatites, Black Hills, South Dakota // *Amer. Mineral.* — 1986. — Vol. 71. — P. 440—459.
- Wenger M., Armbrustev T. Columbite in the pegmatites of the calc-alkaline Bergell intrusion (southwest Central Alps) // *Schweiz. Miner. and Petrogr. Mitt.* — 1991. — Vol. 71. — P. 349—369.
- Wetherill G.W., Kouvo O., Tilton G.R., Gast W. Age measurements on rocks from Finnish Precambrian // *J. Geol.* — 1962. — Vol. 70, N 1. — P. 74—88.
- Whittaker E.J.W. The structure of orthorhombic amphibole holmquistite // *Acta Crystallogr.* — 1969. — Bd. 25. — P. 394—397.
- Whitworth M.P., Rankin A.H. Evolution of fluid phases associated with lithium pegmatites from SE Ireland // *Miner. Mag.* — 1989. — Vol. 53, N 371. — P. 271—284.
- Wilkins R.W.T., Davidson R., Ross J.R. Occurrence and infrared spectra of holmquistite from Mt. Miron, near Kalgorlie, Western Australia // *Contribs Mineral. and Petrol.* — 1970. — Vol. 28, N 4. — P. 280—287.
- Wise M.A., Rose T.R., Holden R.E. Mineralogy of the Bennett pegmatite, Oxford county, Maine // *Miner. Rec.* — 1994. — Vol. 25, N 3. — P. 175—184.
- Zagorsky V.Ye., Peretyazhko I.S. Tourmalines from rare-metal and miarolitic pegmatites of Transbaikalia, Russia, and Pamirs, Tadjikistan // *Abstr. 16th General Intern. Meeting of IMA.*—Piza, 1994. — P. 455—456.
- Zhang R., Han F., Han S. Discovery of holmquistite in pegmatite of Altai Mountains (abstr.) // *Chem. Abstracts.* — 1982. — Vol. 97. — P. 191.
- Zou Tianren, Cao Huizhi, Wu Boping. On the origin of granitoids in Altayshan in the light of REE geochemistry // *Bull. Inst. Mineral Deposits, Chinese Acad. Geol. Sci.* — 1988. — N 1. — P. 11—30.
- Zou Tianren, Cao Huizhi, Wu Boping. Pegmatites of Altai province, Xinjiang // *Acta Geol. Sinica.* — 1989. — Vol. 2. — № 1. — P. 45.
- Zou Tianren, Yang Yueqing, Guo Yongquan, Ni Yuxiang. China's crust and mantle source pegmatites and their discriminating criteria // *Geochemistry.* — 1985. — Vol. 4, N 1. — P. 1—17.
- Zou Tianren, Zhang Xiangchen, Jia Fuyi et al. The origin of N 3 pegmatite in Altayshan, Xinjiang // *Miner. Depos.* — 1986. — Vol. 5, N 4. — P. 34—48.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ	6
ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ (В.Е. Загорский, В.М. Макагон, Б.М. Шмакин)	7
Глава 1. РАЗМЕЩЕНИЕ И ВОЗРАСТ ПЕГМАТИТОВ (Б.М. Шмакин)	13
1.1. Евразия	--
1.1.1. Балтийский щит	—
1.1.2. Украинский щит	15
1.1.3. Альпийская орогенная область	16
1.1.4. Урало-Тяньшанская складчатая область	17
1.1.5. Прииртышская орогенная область	18
1.1.6. Срединный массив Сангилен (Тува)	—
1.1.7. Южное обрамление Сибирской платформы	19
1.1.8. Монголо-Охотский подвижный пояс	—
1.1.9. Индийская платформа	20
1.1.10. Китайская платформа	21
1.2. Северная Америка	22
1.2.1. Центральный стабильный регион	—
1.2.2. Аппалачская орогенная область	23
1.2.3. Орогенная область Кордильер	24
1.3. Южная Америка	25
1.3.1. Гвианский щит	—
1.3.2. Бразильский щит	—
1.3.3. Пампинский массив	26
1.4. Африка	27
1.4.1. Западная Африка	--
1.4.2. Восточная Африка	—
1.4.3. Центральная Африка	28
1.4.4. Южная Африка	29
1.5. Австралия	30
1.5.1. Западно-Австралийский щит	—
1.5.2. Центрально-Австралийский щит	31
1.5.3. Север Австралийской платформы	—
1.5.4. Срединный массив Брокен-Хилл	32
Глава 2. ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И КОМПЛЕКСЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПЕГМАТИТОНОСНЫХ РАЙОНОВ (В.А. Макрыгина)	33
2.1. Архейские и протерозойские зеленокаменные пояса	—
2.1.1. Балтийский щит	—
2.1.2. Украинский щит. Приазовская область	37
2.1.3. Краевой выступ Сибирской платформы	39
2.1.4. Канадско-Гренландский щит	43
2.1.5. Метаморфические пояса Бразильского щита	60
2.1.6. Пояса Африки	62
2.1.7. Австралийская платформа	65
2.2. Фанерозойские пегматитоносные метаморфические комплексы	68
2.2.1. Алтае-Саянская складчатая область	—
2.2.2. Восточное Забайкалье	71

2.2.3. Метаморфические комплексы Афганистана	73
2.2.4. Складчатая система Аппалач	74
Глава 3. ГРАНИТОИДЫ ПОЛЕЙ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ (<i>В.Е. Загорский, В.М. Макагон</i>)	75
3.1. Структурный контроль и морфология гранитных массивов	76
3.2. Стрoение пегматитоносных комплексов и массивов гранитов	79
3.3. Геохимическая характеристика гранитоидов	84
3.3.1. Петрохимические особенности гранитов	—
3.3.2. Летучие компоненты	89
3.3.3. Редкие элементы	94
3.3.4. Особенности изотопного состава	98
3.3.5. Особенности состава минералов гранитоидов	—
Глава 4. МОРФОЛОГИЯ, ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТИПИЧНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ (<i>В.Е. Загорский, В.М. Макагон, Б.М. Шмакин</i>)	103
4.1. Петалитовая подформация	—
4.1.1. Пегматиты цезий-тантал-литиевого (комплексного) эволюционного геохимического ряда	—
4.1.2. Пегматиты фтор-тантал-литиевого эволюционного ряда	109
4.1.3. Пегматиты фосфор-тантал-литиевого эволюционного ряда	111
4.1.4. Пегматиты литиевого эволюционного ряда	113
4.1.5. Пегматиты бериллиевого эволюционного ряда	116
4.2. Сподуменовая подформация	117
4.2.1. Пегматиты комплексного (цезий-тантал-литиевого) эволюционного ряда	118
4.2.2. Пегматиты тантал-олово-литиевого эволюционного ряда	125
4.2.3. Пегматиты литиевого эволюционного ряда	128
4.2.4. Пегматиты тантал-бериллиевого эволюционного ряда	137
Глава 5. МИНЕРАЛОГИЯ ПЕГМАТИТОВ (<i>В.Е. Загорский, Б.М. Шмакин,</i> <i>В.М. Макагон</i>)	141
5.1. Главные и второстепенные минералы	—
5.1.1. Калиевые полевые шпаты	—
5.1.2. Плагноклазы	150
5.1.3. Кварц	152
5.1.4. Слоды	153
5.1.5. Сподумен	162
5.1.6. Петалит и эвкрипит	164
5.1.7. Амблигонит—монтебразит	—
5.1.8. Литиофилит—трифилит	167
5.1.9. Поллуцит	—
5.1.10. Турмалин	168
5.1.11. Топаз	170
5.2. Акцессорные минералы	—
5.2.1. Берилл	172
5.2.2. Гранаты	173
5.2.3. Апатит	174
5.2.4. Колумбит—танталит	—
5.2.5. Касситерит	176
Глава 6. ГЕОХИМИЯ ПЕГМАТИТОВ (<i>В.Е. Загорский, В.М. Макагон</i>)	178
6.1. Петрогенные элементы	179
6.2. Летучие компоненты	182
6.3. Редкие щелочи	184
6.4. Тантал, ниобий, бериллий, олово	189
6.5. Прочие редкие элементы	190
Глава 7. ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЯ (<i>В.М. Макагон</i>)	194
7.1. Флюидные включения в минералах пегматитов петалитовой подфор- мации	—
7.2. Флюидные включения в минералах пегматитов сподуменовой подфор- мации	197

7.3. Термодинамические параметры процессов формирования пегматитов	198
Глава 8. ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЯСОВ И ПОЛЕЙ (Б.М. Шакин, В.Е. Загорский)	204
8.1. Зональность в пределах пегматитовых поясов	—
8.2. Зональность пегматитовых полей	207
8.3. Зональность серий (свит, пучков) пегматитовых жил	215
Глава 9. МЕТАСОМАТИТЫ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ И ЭНДОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ ПЕГМАТИТОВ (Л.Г. Кузнецова, В.Е. Загорский)	220
9.1. Метасоматиты пегматитовых полей	221
9.2. Экзоконтактовые метасоматиты пегматитовых жил	234
9.3. Постпегматитовые изменения вмещающих пород	241
9.4. Породообразующие минералы метасоматитов	242
9.5. Элементные ореолы пегматитовых тел	251
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	258
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	261

CONTENTS

PREFACE	5
LIST OF ABBREVIATIONS	6
CLASSIFICATION OF RARE-METAL PEGMATITES (<i>V. Ye. Zagorsky, V.M. Makagon, B.M. Shmakin</i>)	7
Chapter 1. DISTRIBUTION AND AGE OF PEGMATITES (<i>B.M. Shmakin</i>)	13
1.1. Euroasia	—
1.1.1. Baltic shield	—
1.1.2. Ukraine shield	15
1.1.3. Alpine orogenic zone	16
1.1.4. Urals-Tianshan folded system	17
1.1.5. Irtysh orogenic zone	18
1.1.6. Sangilen massif	—
1.1.7. Southern marginal part of Siberian platform	19
1.1.8. Mongol-Okhotsk mobil belt	—
1.1.9. Indian platform	20
1.1.10. Chinese platform	21
1.2. North America	22
1.2.1. Central stable region	—
1.2.2. Appalachian orogenic zone	23
1.2.3. Cordilierian orogenic zone	24
1.3. South America	25
1.3.1. Guiana shield	—
1.3.2. Brasilian shield	—
1.3.3. Pampinas massif	26
1.4. Africa	27
1.4.1. Western Africa	—
1.4.2. Eastern Africa	—
1.4.3. Central Africa	28
1.4.4. Southern Africa	29
1.5. Australia	30
1.5.1. West Australian shield	—
1.5.2. Central Australian shield	31
1.5.3. Northern part of Australian platform	—
1.5.4. Broken Hill massif	32
Chapter 2. GEOLOGIC-TECTONIC POSITION AND COMPLEXES OF METAMORPHIC ROCKS FOR PEGMATITE-BEARING AREAS (<i>V.A. Makrygina</i>)	33
2.1. Archean and proterozoic greenstone belts	—
2.1.1. Greenstone belts of the Baltic shield	—
2.1.2. Ukraine shield	37
2.1.3. Southern marginal part of Siberian platform	39
2.1.4. Greenstone belts of Canadian-Greenland shield	43
2.1.5. Metamorphic belts of Brasilian shield	60
2.1.6. Belts of Africa	62
2.1.7. Australian platform	65

2.2. Phanerozoic pegmatite-bearing metamorphic complexes	68
2.2.1. Altai-Sayan folded system	—
2.2.2. Eastern Transbaikalia	71
2.2.3. Metamorphic complexes of Afganistan	73
2.2.4. Appalachian folded system	74
Chapter 3. GRANITOIDS OF RARE-METAL PEGMATITE FIELDS (<i>V. Ye. Zagorsky, V.M. Makagon</i>)	75
3.1. Structural control and morphology of granitic massifs	76
3.2. Composition of pegmatite-bearing granitic complexes and massifs	79
3.3. Geochemical characteristics of granitoids	84
3.3.1. Petrochemical peculiarities of granites	—
3.3.2. Volatile components	89
3.3.3. Rare elements	94
3.3.4. Peculiarities of isotope composition	98
3.3.5. Peculiarities of granitoid minerals composition	—
Chapter 4. MORPHOLOGY, INTERNAL STRUCTURE AND MINERAL COMPOSITION OF TYPICAL PEGMATITE BODIES (<i>V. Ye. Zagorsky, V.M. Makagon, B.M. Shmakin</i>)	103
4.1. Petalite subformation	—
4.1.1. Pegmatites of Cs-Ta-Li (complex) line	—
4.1.2. Pegmatites of F-Ta-Li line	109
4.1.3. Pegmatites of P-Ta-Li line	111
4.1.4. Pegmatites of lithium line	113
4.1.5. Pegmatites of beryllium line	116
4.2. Spodumene subformation	117
4.2.1. Pegmatites of Cs-Ta-Li (complex) line	118
4.2.2. Pegmatites of Ta-Sn-Li line	125
4.2.3. Pegmatites of lithium line	128
4.2.4. Pegmatites of Ta-Be line	137
Chapter 5. MINERALOGY OF PEGMATITES (<i>V. Ye. Zagorsky, V.M. Makagon, B.M. Shmakin</i>)	141
5.1. Major and minor minerals	—
5.1.1. Potash feldspars	—
5.1.2. Plagioclases	150
5.1.3. Quartz	152
5.1.4. Micas	153
5.1.5. Spodumene	162
5.1.6. Petalite and eucryptite	164
5.1.7. Amblygonite-montebrazite	—
5.1.8. Lithiophilite-triphyllite	167
5.1.9. Plolucite	—
5.1.10. Tourmaline	168
5.1.11. Topaz	170
5.2. Accessory minerals	—
5.2.1. Beryl	172
5.2.2. Garnets	173
5.2.3. Apatite	174
5.2.4. Columbite-tantalite	—
5.2.5. Cassiterite	176
Chapter 6. GEOCHEMISTRY OF PEGMATITES (<i>V. Ye. Zagorsky, V.M. Makagon</i>)	178
6.1. Rock-forming elements	179
6.2. Volatile components	182
6.3. Rare alkalies	184
6.4. Tantalum, niobium, beryllium, tin	189
6.5. Other rare elements	190
Chapter 7. FLUID INCLUSIONS IN MINERALS AND THERMODYNAMIC PARAMETERS OF PEGMATITE FORMATION (<i>V.M. Makagon</i>)	194
7.1. Fluid inclusions in minerals of petalite subformation pegmatites	—
7.2. Fluid inclusions in minerals of spodumene subformation pegmatites	197
7.3. Thermodynamic parameters of pegmatite formation processes	198

Chapter 8. ZONALITY OF PEGMATITE BELTS AND FIELDS (<i>B.M. Shmakin, V. Ye. Zagorsky</i>)	204
8.1. Zonality in limits of pegmatite belts	—
8.2. Zonality of pegmatite fields	207
8.3. Zonality of seria (systems, bundles) of pegmatite veins	215
Chapter 9. METASOMATITES OF PEGMATITE FIELDS AND ENDOGENOUS AUREOLES OF PEGMATITES (<i>L.G. Kuznetsova, V. Ye. Zagorsky</i>)	220
9.1. Metasomatites of pegmatite fields	221
9.2. Exocontact metasomatites of pegmatite veins	234
9.3. Post-pegmatite changes of enclosing rocks	241
9.4. Rock-forming minerals metasomatites	242
9.5. Element aureoles of pegmatite bodies	251
CONCLUSIONS	258
REFERENCES	261

Научное издание

**Загорский Виктор Егорович
Макагон Владимир Митрофанович
Шмакин Борис Матвеевич и др.**

ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

В ПЯТИ ТОМАХ

Том 2

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Редактор *А.М. Самсоенко*
Художественный редактор *Л.В. Матеева*
Художник *В.И. Шумаков*
Технический редактор *Л.П. Минеева*
Операторы электронной верстки *С.К. Рыжкович, М.В. Гончарова*

Изд. лиц. № 020297 от 23.06.97. Сдано в набор 13.02.97. Подписано в печать 15.01.98. Бумага тип. № 1.
Формат 70×108_{1/8}. Гарнитура Таймс. Offsetная печать. Усл.печ.л. 25,2. Уч.-изд.л. 24,2. Тираж 212 экз. Заказ № 27.

Сибирское издательско-полиграфическое и книготорговое предприятие "Наука" РАН. 630077, Новосибирск,
ул. Сталинского, 25.

Редакционная подготовка и изготовление оригинал-макета: 630099, Новосибирск, ул. Советская, 18.

