

А. Н. ИВАНОВ, Б. М. ШМАКИН

**ЭВОЛЮЦИЯ
ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЯ
В РЕГИОНАХ
С МНОГОЭТАПНЫМ
ГРАНИТОИДНЫМ
МАГМАТИЗМОМ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

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

А. Н. ИВАНОВ, Б. М. ШМАКИН

ЭВОЛЮЦИЯ
ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЯ
В РЕГИОНАХ
С МНОГОЭТАПНЫМ
ГРАНИТОИДНЫМ
МАГМАТИЗМОМ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук М. И. Кузьмин



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1983



3965

Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Эволюция пегматитообразования в регионах с многоэтапным гранитоидным магматизмом. - Новосибирск: Наука, 1983.

Монография посвящена вопросам эволюции пегматитоносных формаций и пегматитов в регионах с многоэтапным тектоно-магматическим развитием, где пегматитовый процесс проявился многократно в течение длительной истории развития от раннего протерозоя до мезозоя включительно. Выделены пегматитовые формации различной металлогенической специализации и прослежены основные закономерности их формирования на различных этапах развития складчатых систем как собственно орогенных, так и этапов их активизации.

Рассмотрены основные морфологические особенности пегматитовых тел различных этапов, их минеральный состав, типоморфные и типохимические характеристики главных минералов пегматитов. Выявлена металлогеническая специализация пегматитов.

Книга предназначена для геологов, минералогов и геохимиков, изучающих геологию и металлогению гранитоидных формаций.

Табл. 59, библиогр. 176.

1904020000-840

И 042(02)-83 206-83-III

© Издательство "Наука", 1983 г.

ОТ РЕДАКТОРА

В петрологии основные усилия исследователей направлены на решение вопросов структурного положения, закономерностей пространственного распределения, генезиса, рудоносности и т.д. наиболее распространенных магматических пород — гранитов и базитов. В то же время гранитные пегматиты, являющиеся производными кислых магм, несут важную петрогенетическую информацию и должны обязательно учитываться при решении вопросов магматических комплексов, на что в 40-е годы впервые было обращено внимание А.Е.Ферсмана.

Предлагаемая книга несомненно заинтересует специалистов как объемом рассматриваемого материала, так и подходом к проблеме выявления закономерностей распределения пегматитов в складчатых поясах с многоэтапным магматизмом. Наибольший интерес представляет фактический материал по геологии, минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири и Монголии. Следует подчеркнуть то обстоятельство, что в исследуемых районах авторы изучали все проявления пегматитов независимо от их структурного или возрастного положения. В этом отношении книга может рассматриваться и как справочное пособие по пегматитам центральных районов Азиатского континента, т.е. по районам, которые названы академиком В.А.Обручевым "теменем Азии".

В то же время редактор не может согласиться с позицией авторов в вопросе формационного анализа пегматитов. Принятая в монографии формационная классификация пегматитов основана на отнесении их к определенным этапам становления региона, выделяе-

мым в рамках геосинклинальной концепции. Формационный анализ магматических пород, основанный на таком подходе, интенсивно развивался в нашей стране в конце 50-х — 60-е гг. Однако развитие идей тектоники литосферных плит показывает, что к анализу тектонической эволюции различных регионов, в том числе и тех, где проводили исследования авторы настоящей монографии, можно подойти с совершенно иных позиций. Все это дает основания думать, что чисто тектоническая основа для выделения формаций магматических пород является неперспективной. Впервые на это указал Ю.А.Кузнецов, по мнению которого при создании формационной классификации магматических пород в первую очередь следует учитывать вещественно-структурные признаки магматических ассоциаций. Идеи Ю.А.Кузнецова в области формационного анализа магматических пород воплощаются в жизнь. Например, это исследования новосибирских петрологов по расчленению магматических пород на основе их химического состава или работы иркутских геохимиков под руководством Л.В.Таусона по выделению геохимических типов пород и др. Представляется, что такой путь перспективен и при формационном анализе пегматитов.

Вместе с тем в соответствии с традициями советской геологической школы авторы монографии рассматривают пегматиты не как изолированные образования, а как закономерные производные магматических систем. Приводится фактический материал по геологии, минералогии и геохимии пегматитов в сравнении с разновозрастными гранитоидными комплексами, что позволяет решить ряд вопросов гранито- и пегматитообразования. Результаты исследований авторов несомненно заинтересуют читателя.

М.И. Кузьмин

ПРЕДИСЛОВИЕ

Эволюция состава гранитоидных пегматитов и их рудная специализация – сложная функция изначального вещества материнских гранитоидов, метаморфической и тектонической зональности складчатых поясов и их посторогенной активизации, глубинности процесса образования пегматитов и связи его с различными этапами развития складчатых систем, наконец, механизма образования пегматитовмещающих полостей и условий кристаллизации самих пегматитов.

Пегматиты формируются на протяжении всей истории развития гранитного слоя континентов. Л.Н.Овчинников с соавторами /1977/ выделяют до 14 этапов пегматитообразования, сопряженных со всеми тектоно-магматическими циклами эволюции земной коры. От глубокого докембрия до кайнозоя пегматиты сопутствуют гранитному магматизму. При этом рудная специализация пегматитов всецело определяется геологическими условиями их формирования и не зависит от возраста /Родионов, 1977/.

Проблемы генетической связи пегматитов с гранитоидами и зависимости рудной специализации пегматитов от состава гранитоидов сформулированы еще в прошлом столетии, сразу же после появления термина "пегматит". Вместе с тем потребовались многие десятилетия, чтобы увидеть несостоятельность упрощенного подхода к анализу связей гранитный массив – пегматитовое поле. Несмотря на достаточно очевидные связи конкретных пегматитовых полей с отдельными фазами гранитоидных комплексов, пегматитовые расплавы не являются следствием дифференциации гранитных магм именно этих фаз. Они связаны с условиями формирования гранитоидных формаций в целом, т.е. пегматиты – естественные и равноправные члены магматических формаций /Кузьменко, 1971; Поля..., 1976/. Поэтому на современной стадии изучения пегматитовой проблемы корректно говорить не о "материнской интрузии", а о "материнской формации". Впервые такой подход к пегматитовой проблеме был намечен в работах К.А.Власова /1956, 1961, 1965/. В той или иной мере он развивается в фундаментальных работах специалистов по геологии пегматитов – А.И.Гинзбурга с соавторами /1979/, Г.Г.Родионова /1975, 1977/, Ю.М.Соколова /1970, 1975/ и др.

На современном этапе исследования процессов пегматитообразования возникает проблема, которую мы формулируем так: изучение условий формирования пегматитовых формаций и их эволюции,

определяемых особенностями тектоно-магматического развития складчатых областей на различных этапах тектогенеза; зависимость рудной специализации пегматитов от геотектонического положения пегматитоносных формаций, их состава и генезиса; разработка основ прогнозирования комплексной рудной минерализации пегматитоносных формаций.

Эта проблема имеет безусловный практический выход при определении основных критериев прогнозирования металлогении складчатых систем. Она представляет и несомненный научный интерес, поскольку изучение особенностей процесса на фоне длительной истории развития складчатых систем (как тех, где пегматитовый процесс проявился в полной мере, так и тех, где он по каким-либо причинам остановился на эмбриональной стадии) позволяет понять специфику его эволюции по мере становления гранитного слоя земной коры.

Для изучения этой проблемы особенно благоприятны регионы, где на сравнительно небольшом участке земной коры пегматитовый процесс проявился многократно, запечатлев таким образом геологические особенности его развития. В качестве такого региона выбрана центральная часть зоны Вебирс (Верхояно-Бирманское сочленение центральных и восточных сегментов Центрально-Азиатского складчатого пояса). Здесь во всех тектоно-магматических циклах от раннего протерозоя до позднего мезозоя гранитоидный магматизм сопровождался пегматитообразованием. Изучены Букачанский, Приольхонский и Слюдянский пегматитовые районы в Прибайкалье и Хэнтэй-Керуленская пегматитовая провинция в Монголии.

Полевые материалы получены А.Н.Ивановым в 1968-1970, 1973-1976 и 1980-1981 гг. (кафедра общей геологии Иркутского политехнического института), 1977-1979 гг. (Керуленская монголо-советская экспедиция), Б.М.Шмакиным в 1967-1969 и в 1975-1978 гг. при изучении пегматитов Восточной Сибири по тематике Института геохимии им. академика А.П.Виноградова СО АН СССР и авторами данной монографии совместно в 1970-1973 гг. в Приольхонском и 1979-1981 гг. в Слюдянском районах при исследовании пегматитов Прибайкалья. Работы проводились в контакте с сотрудниками Института земной коры СО АН СССР, Института физики Земли АН СССР, МГУ, Иркутского и Монгольского госуниверситетов, специалистами Слюдянского рудоуправления, Иркутской экспедиции гидрогеологии и стройматериалов, экспедиции "Байкалкварцсамоцветы".

Предисловие, главы 1,2,3 и заключение написаны А.Н.Ивановым; материалы по геохимии пегматитов Приольхонского пегматитового района и генезису пегматитов подготовлены авторами совместно.

Авторы выражают искреннюю благодарность всем товарищам, участвовавшим в полевых работах, обсуждавшим вопросы геологии пегматитов и особенности геологического строения изученных регионов, помогавшим организовать исследовательские работы, а также

камеральную обработку полевых материалов и анализ геохимических проб.

Авторы особенно благодарны М.И. Кузьмину, взявшему на себя нелегкий труд научного редактирования рукописи.

Список сокращений

Алб	— альбит	Мск	— мусковит
Ам	— амазонит	Пл	— плагиоклаз № 10–100
Бт	— биотит	Ро	— роговая обманка
Гр	— гранат	Турм	— турмалин
Кпш	— калишпат	K_a	— коэффициент агпаитности
Кв	— кварц	K_k	— коэффициент концентрации
Мгн	— магнетит	f	— железистость
Мкл	— микроклин	Δp	— рентгеновская триклинность калишпатов

Глава 1

ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕГМАТИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Начальный период исследования пегматитов, которые служили источником драгоценных камней и слюды-мусковита, характеризуется их классификацией на основе типоморфных минералов и элементов. Исключение составляют лишь некоторые из них, где в основу положены геологические признаки. Так, А.Е.Ферсман /1960/ разделил пегматитовый процесс на геофазы в зависимости от температуры пегматитообразования, а Н.И.Безбородько /1928/ классифицировал пегматиты по типу их связи с материнскими гранитоидами и вмещающими породами. Группировка пегматитов только на основе типоморфизма минералов и элементов резко сужала объект классификации (классифицируемую категорию) до отдельной зоны, нескольких зон или, в лучшем случае, до пегматитового тела. Более поздние группировки объектов на основе породообразующих минералов, текстур и структур пегматитов расширили классифицируемую категорию до нескольких жил, серии жил, пегматитового узла или месторождения.

Достоинство этих классификаций заключается в том, что они рассматривали пегматитовый процесс во времени и пространстве с учетом состава исходного вещества. Однако при этом все названные параметры замыкались объемом "автономной пегматитовой системы", под которой понималась обычно отдельная жила или серия жил.

А.И.Гинзбург /1952; Гинзбург и др., 1979/ и Г.Г.Родионов /1964, 1977; Гинзбург, Родионов, 1960/ показали зависимость специализации пегматитов от глубинности их формирования и уровня метаморфизма вмещающих пород, "разомкнув" систему конкретных пегматитовых тел для параметров Р и Т, и продемонстрировали таким образом относительность автономии пегматитового тела. Это позволило подойти к проблеме с других методологических позиций: наряду с подходом к пегматитовому процессу "изнутри" пегматитового поля появился новый взгляд "извне", с региональных геологических позиций. При этом сам принцип выделения металлогенических (рудных, геохимических) формаций на основе типоморфных минералов сохранился.

В последующие годы появились работы по пегматитам, в которых геологические факторы рассматриваются в качестве определяющих. В.В.Архангельская /1964/ рассматривает многообразие пегматитовых образований на геолого-тектонической основе.

М.В.Кузьменко /1971/ подразделяет пегматиты редкометальной формации на формационные классы по характеру их связи с определенными типами гранитоидов. М.Е.Салье и В.А.Глебовицкий /1976/ выделяют пегматитовые формации по их пространственной и генетической связи с метаморфическими поясами.

Нами при исследовании пегматитов Западного Прибайкалья использовались историко-геологический и генетический признаки классификации /Иванов, Шмакин, 1972, 1980/. А.С.Никаноровым /1979/ с историко-генетических позиций рассмотрена эволюция пегматитов в геологической истории земной коры.

А.И.Гинзбург с соавторами /1979/ обобщили результаты исследований по геологии пегматитов, сформулировали основные положения нового научного направления – учения о пегматитах. Однако главное, на наш взгляд, заключается в том, что эти авторы своей работой подвели итог многолетней дискуссии по ряду важнейших проблем учения о пегматитах (генезис, особенности структур пегматитовых полей и месторождений, пространственная и генетическая связь с гранитным магматизмом и метаморфизмом и др.). Многие печатные работы по геологии пегматитов подтвердили жизнеспособность классификации пегматитов А.И.Гинзбурга и Г.Г.Родионова, уточняют и конкретизируют некоторые их отправные положения.

Для решения нашей задачи необходимо ориентироваться на общепризнанную классификацию пегматитовых формаций, в основу которой положены достаточно легко читаемые признаки. Наиболее удобной из существующих классификаций нам представляется схема пегматитовых формаций Г.Г.Родионова /1977/, в которой пегматитовые формации подразделяются по геологическим условиям формирования, типоморфным минералам и рудной минерализации. При этом "пегматиты, образующиеся в одинаковых условиях глубинности, обнаруживают сходство признаков данной формации вне зависимости от их возраста" /Родионов, 1977, с. 67/. Последнее обстоятельство подчеркивает универсальность классификации и, следовательно, возможность ее использования для формационного анализа пегматитов сложнопостроенных складчатых систем как докембрия, так и фанерозоя. Действительно, несмотря на то, что количество пегматитовых образований конкретной формации в разные промежутки геологической истории непостоянно, что количество рудопроявлений пегматитов малоглубинных формаций увеличивается по мере уменьшения их возраста /Никаноров, 1979; Гинзбург, 1964/, в целом пегматиты самой разнообразной металлогенической специализации характерны для всей истории гранитного слоя земной коры /Овчинников и др., 1977; Родионов, 1977; Гинзбург и др., 1979/.

На основе детализации известной классификации А.И.Гинзбурга и Г.Г.Родионова Г.Г.Родионов /1965, 1977/ выделяет пять рудных формаций пегматитов: 1) редкоземельную – пегматиты весьма больших глубин (более 8 км); 2) мусковитовую – пегматиты больших глубин (6–8 км); 3) мусковит-редкометальную – пегматиты средних глубин (5–6 км) – переходные между мусковитовыми и

редкометальными пегматитами; 4) редкометальную - пегматиты средних глубин (4 - 5 км); 5) хрусталеносных пегматитов - пегматиты относительно малых глубин (2 - 4 км).

А.И.Гинзбург с соавторами /1979/ уточняет глубины формирования пегматитов: 1) пегматиты весьма больших глубин - более 10-11 км; 2) пегматиты больших глубин - от 7-8 до 10-11 км; 3) пегматиты умеренных глубин (средних) - 3,5-7 км; 4) пегматиты малых глубин - 1,5-3,5 км.

Редкоземельные пегматиты тяготеют к комплексам глубокометаморфизованных пород гранулитовой фации метаморфизма, включающих микроклиновые аляскитовые граниты. Впервые эти пегматиты детально охарактеризованы в Южном Прибайкалье /Калинин, 1957/. Здесь широко развиты крупные тела, преимущественно согласные, так называемых ортогекситов или гранит-пегматитов (по терминологии П.В.Калинина), пространственно связанных с микроклиновыми аляскитовыми гранитами архейского возраста. Меньшим, но достаточно широким распространением пользуются дискордантные пегматитовые тела, иногда пересекающие ортогекситы, представленные двумя группами пегматитов: микроклиновыми и шерл-мусковитовыми (последние П.В.Калинин /1959/ относит к протерозою). Относительно повышенные содержания редких земель отмечены в микроклиновых пегматитах, которые в зависимости от минерала-концентрактора редких земель и наиболее распространенных темноцветных минералов подразделяются на титанит-пироксеновые, ортит-биотитовые и бетафит-биотитовые. Типоморфными минералами этих пегматитов, помимо собственно редкоземельных (ортит, бетафит, эвксенит и др.), являются сфен, апатит, магнетит, цирколит.

Как видно из названий формаций пегматитов, при их характеристике и классификации использовались лишь те пегматиты, которые представляли промышленный интерес. В настоящее время редкоземельные пегматиты такого интереса не имеют, как и огромная масса наиболее глубинных пегматитов кварц-полевошпатового состава, тяготеющих к комплексам метаморфических пород гранулитовой и частично амфиболитовой фаций. А.С.Никаноров /1979/ предлагает называть эту формацию наиболее высоких давлений формацией кварц-полевошпатовых безрудных пегматитов. Считая приемлемым предлагаемое А.С.Никаноровым дополнение, мы сохраняем за формацией в дальнейшем ее первоначальное название.

В последнее время редкоземельные пегматиты обычно подразделяются на два типа: уран-редкоземельные и ниобий-иттриевые /Поля..., 1976/. Первые связаны с глубинными комплексами пород и соответствуют прежнему понятию "редкоземельные пегматиты". Как правило, для них не отмечается пространственной связи с конкретными гранитными массивами. Второй тип представлен пегматитовыми жилами, четко связанными с ультракислыми гранитами фаз дополнительных интрузий. Это - гипабиссальные образования. Различается и редкоземельная минерализация двух типов. В глубинных пегматитах основная масса редких земель связана с ортитом

и монацитом, входит изоморфно в гранат, сфен, апатит. Реже встречаются здесь бетафит, эвксенит. В ниобий-иттриевых гипабиссальных пегматитах ортит и монацит редки. Здесь основное значение имеют самарскит, эшинит, фергусонит, бетафит и другие ниоботанталаты редких земель.

Мусковитовые пегматиты тяготеют к метаморфическим породам амфиболитовой фации преимущественно кианит-мусковит-кварцевой субфации. Пространственная и генетическая связи их с гранитами подтверждается достаточно однозначно /Родионов, 1977; Гинзбург и др., 1979; Бушев, 1975; и др./. Вместе с тем рудная специализация зависит прежде всего от флюидного режима /Макагон и др., 1975/, который, в свою очередь, определяется взаимодействием тектонического фактора и интенсивности теплового потока с геохимическим типом толщи и ее механическими свойствами /Макрыгина, 1977, 1980/.

Г.Г.Родионов /1977/ выделяет магматические и метасоматические пегматиты. По составу полевых шпатов каждая из этих групп, в свою очередь, подразделяется на две разновидности: первая – плагиоклаз-микроклиновые и плагиоклазовые пегматиты; вторая – плагиоклазовые пегматиты, возникающие при натровом метасоматозе, и микроклиновые пегматиты, возникающие при калиевом метасоматозе. По отношению ко времени развития складчатых систем они являются синорогенными (синкинематическими) образованиями /Архангельская, 1964; Родионов, 1977; Раген, 1979/. Пегматитовые районы, по мнению Г.Г.Родионова, характеризуются одной важной особенностью: закономерности размещения пегматитов в них подчинены определенной тектонической структуре, созданной проявлением одной фазы тектогенеза. В связи с этим существовавшие ранее представления об одновременности тектогенеза, метаморфизма и пегматитообразования в пегматитовых районах значительно трансформировались. Благоприятные условия для формирования пегматитов мусковитовой формации могли создаваться и после консолидации складчатых структур, например, в период их активизации /Родионов, 1977; Шаров и др., 1978; Иванов и др., 1979/. Выделяются три типа пегматитовых районов по времени формирования пегматитов относительно складчатости /Родионов, 1977/: 1) районы синорогенных пегматитов в терригенных толщах геосинклиналей; 2) районы синорогенных пегматитов в зонах отраженной активизации; 3) районы посторогенных пегматитов, связанные с трещинными интрузиями гранитоидов.

Наиболее характерные порообразующие минералы этих пегматитов – кислый плагиоклаз, микроклин, мусковит и биотит; типоморфные акцессорные – турмалин (шерл), гранат, апатит.

Мусковит-редкометаллическая формация пегматитов пространственно связана с комплексами пород, относящихся к амфиболитовой фации метаморфизма (преимущественно ставролит-кварцевой субфации). Пегматиты являются производными биотитовых или двуслюдяных гранитов. Структурное положение их сходно с мусковитовыми пег-

матитами, к которым они тяготеют пространственно. Наряду с типичными минералами мусковитовых пегматитов в них встречаются минералы, характерные для редкометальных: альбит, берилл, касситерит, колумбит.

Редкометальные пегматиты пространственно ассоциируются с породами андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации метаморфизма. По редкоэлементному составу выделяется шесть типохимических типов пегматитов /Кузьменко, Еськова, 1968; Поля. . ., 1976/; 1) редкоземельный (уран-редкоземельный) и 2) литиевый (бериллий-тантал-литиевый) в связи с плагиоклаз-микроклиновыми гранитами главных интрузивных фаз; 3) бериллиевый (тантал-бериллиевый) и 4) цезий-танталовый (комплексный бериллий-литий-рубидий-цезий-танталовый) в связи с калиевыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами главных или дополнительных интрузивных фаз; 5) фтор-литиевый (фтор-тантал-литиевый) и 6) ниобий-иттриевый в связи с пегматитами ультракислых гранитов фаз дополнительных интрузий.

Однако первый и шестой типы являются двумя различающимися по глубинности формирования типами редкоземельной формации пегматитов (см. выше). В трех из оставшихся имеют значение литиевые минералы: сподумен, амблигонит (или монтебразит), лепидолит, реже петалит, эвкрипит, циннвальдит, литиофиллит, сиклерит и др. Цезиевая минерализация представлена в основном поллуцитом, хотя в последнее время появилась возможность извлечения цезия и из слюд, в том числе из экзоконтактового биотита, на некоторых месторождениях широко распространенного /Гинзбург и др., 1972; Хвостова и др., 1973; Глебов и др.; 1974; Загорский и др., 1974, 1977/. Главным минералом бериллия является берилл. Более разнообразны минералы тантала: танталит (ряд танталит - колумбит), воджинит, микролит и др. Из сопутствующих минералов для редкометальных пегматитов характерны розовый или полихромный турмалин, касситерит (нередко с включениями танталита), альбит.

Типично хрусталеносные пегматиты располагаются в слабометаморфизованных породах (филлиты, зеленые сланцы, песчаники и др.). Они связаны с малоглубинными гипабиссальными гранитами различного состава. Пегматиты формации характеризуются наличием пустот, выполненных кристаллами кварца, топаза, флюорита, берилла и других минералов. Однако хрусталеносными могут быть во многих случаях и пегматиты иных формаций (редкометальные, редкометально-мусковитовые, реже мусковитовые), в которых встречаются вторичные полости с кристаллами кварца, полевых шпатов, берилла, сподумена, турмалина и некоторых других минералов. Очень часто такие млароловые пегматиты являются источниками драгоценных камней /Никаноров, 1979; Россовский, 1980; и др./.

Приведенная классификация, как и все генерализованные схемы, имеет в какой-то степени абстрагированный характер. Естественно, что в природе нет участков, где наблюдались бы все пегматитовые формации одновременно. В лучшем случае, в одном пегма-

титовом поясе встречаются представители двух-трех формаций. Пегматитовые поля, как правило, сложены жилами, относящимися к одной формации, и только иногда в них можно наблюдать переход (по вертикали или по горизонтали) от одной формации к другой. Однако соотношения пегматитов разных формаций, а также соотношения специализированных пегматитов с неспециализированными ("простыми") определяются достаточно уверенно.

В целом классификация А.И.Гинзбурга и Г.Г.Родионова за прошедшие десятилетия сохранила свое значение. Она лишь несколько уточнена путем разделения двух групп редкоземельных пегматитов (об этом говорилось выше), из которых лишь одна отвечает прежнему представлению о наиболее глубоких пегматитах, а также путем закрепления "титула" самостоятельной формации за редкометалльно-мусковитовыми пегматитами, имеющими вполне определенное геологическое положение и специализацию.

Заслуживают быть упомянутыми и другие существенные уточнения классификации.

1. Хотя относительная глубинность формаций осталась прежней, абсолютные величины давления в начальные стадии минералообразования оказались значительно более высокими, чем величины, соответствующие литостатическому давлению толщ горных пород. В частности, по газово-жидким включениям в минералах для мусковитовых пегматитов получены давления 5-7,5 кбар /Макагон, 1977/, для редкометалльно-мусковитовых - 4-5 кбар /Шмакин, 1976; Калужный, 1965/, для редкометалльных - 3-4 кбара /Базаров, 1974; Макагон, 1974/. Это в 2-3 раза выше, чем возможное литостатическое давление, но полностью отвечает значениям давления, характеризующего условия образования вмещающих метаморфических пород /Карпов, 1965; Тернер, Ферхуген, 1961; Хвостова и др., 1973/.

Мы можем говорить о "сверхдавлении" /Шмакин, 1976/ в применении к пегматитам и вмещающим их породам. Оно обусловлено закрытостью пегматитовых систем. В условиях закрытой системы величина общего давления в расплавах и высокотемпературных растворах определяется в основном давлением летучих компонентов /Макагон и др., 1975/. По мере снижения температуры общее давление снижается до величин, соответствующих литостатическому давлению.

2. Пегматиты первой и второй формаций могут не иметь пространственной связи с конкретными массивами или иметь ее со своеобразными массивами пегматоидных гранитов /Шмакин, 1976/, которые некоторыми исследователями называются пегматитами ("гранит-пегматитами"). Пегматиты же четвертой или пятой формаций, залегающие в массивах материнских гранитов, могут не контактировать с окружающими метаморфическими породами /Соколов и др., 1979; Солодов, 1971; Соколов, 1970; Геологические факторы..., 1972/. То и другое порождает дискуссии по проблемам генезиса пегматитов, их связи с магматическими и метаморфическими процессами. В целом можно утверждать, что большинство магматичес-

ких гранитов и пегматитов метаморфогенны, но собственно метаморфические пегматиты составляют лишь незначительную часть гигантокристаллических пород гранитного состава и обычно не имеют промышленной специализации.

3. Понятие "хрусталеносные пегматиты" не охватывает всей совокупности жил, являющихся источниками разнообразных драгоценных и полудрагоценных камней, а также флюорита, полевых шпатов и др. Более правильно называть их миароловыми пегматитами, подразделяя на промышленные типы по конкретным минералам или их совокупностям, добываемым из полостей-миарол.

Большой фактический материал последних лет по минералогии и геохимии пегматитов позволяет достаточно отчетливо определить критерии расчленения пегматитов, принадлежащих различным рудным формациям. Вместе с тем геологическая позиция этих пегматитов остается в значительной мере неясной. Редкоземельные пегматиты соответствуют синороженным пегматитовым формациям, тесно связанным с гранулитовой фацией метаморфизма, а мусковитовые - синороженным формациям, ассоциирующимся с амфиболитовой фацией метаморфизма. В то же время известны граниты, редкоземельные и мусковитовые пегматиты, образующиеся в "чуждой" геологической среде (по терминологии Ю.А.Кузнецова), широко развитые в областях отраженной складчатости /Родионов, 1977; Иванов и др., 1980а/. В равной мере редкометальные пегматиты, великолепно изученные к настоящему времени /Поля..., 1976; Шмакин, Топунова, 1981; и др./, приурочены не только к поздним и постороженным структурам, но и к автономно активизированным складчатым системам /Щеглов, 1976; Иванов и др., 1980в; и др./. По-видимому, изучение этих вопросов наиболее целесообразно в регионах, где пегматитообразование проявилось многократно в связи с многоэтапным гранитоидным магматизмом, и зафиксировало таким образом особенности эволюции пегматитов во всей истории формирования гранитного слоя земной коры в этих регионах. Исключительно благоприятна в этом отношении зона сочленения центральных и восточных сегментов Центрально-Азиатского складчатого пояса, т.е. центральной части так называемой зоны Вебирс, выделенной Ю.В.Комаровым с соавторами /Комаров и др., 1978/. Здесь во всех тектоно-магматических циклах от раннего протерозоя до позднего мезозоя гранитоидный магматизм сопровождался пегматитообразованием как на этапах развития собственно складчатых систем, так и на этапах их активизации. Нами изучены некоторые пегматитовые районы Прибайкальского пегматитового пояса в Восточной Сибири и Хэн-тэй-Керуленской пегматитовой провинции в Монголии, входящих в зону Вебирс.

Зона Вебирс начинается в Верхоянье, проходит по Вилюйской синеклизе, перемычке между Ангаро-Анабарской плитой и Алданским щитом, по Байкальской горной области, Центральной Монголии, Алашаньской зоне, стыку Нань-Шаня и Циньлина, мезозоидам

Юго-Восточной Азии и уходит далее на юг, в Бирманскую впадину, пересекая таким образом Азиатский континент с севера на юг /Комаров и др., 1978/.

Меридиональная тектоническая зональность Азии рассматривалась ранее в работах Н.П.Хераскова /1963/, Д.П.Резвого /1964/, В.С.Малых /1974/ и др. В отличие от выделенных ранее субмеридиональных структур Ю.В.Комаров и его соавторы дают зоне Вебирс более четкую смысловую нагрузку: она является западной границей Тихоокеанского подвижного пояса и одновременно зоной сочленения Атлантического и Тихоокеанского (в понимании Н.П.Хераскова) сегментов Азиатского континента. Несмотря на дискуссию по поводу зоны Вебирс /Хренов, 1978; Шерман, 1978; Одинцов, 1978/, не вызывает сомнения тот факт, что эта структура явилась зоной интеграции тектонических движений Центрального и Восточного сегментов, развитие которых, как известно, проходило по-разному. В этом, по-видимому, заключается важнейшая особенность зоны: многоэтапность тектоно-магматического развития – необходимое условие для решения поставленных нами задач (изучение эволюции пегматитообразования в складчатых системах с многоэтапным гранитоидным магматизмом). Помимо докембрийского и палеозойского магматизма первично геосинклинальных систем здесь широко развит мезозойский внегеосинклинальный гранитоидный магматизм. "Интересно то обстоятельство, что зона Вебирс ... является стартовым рубежом, с которого начинается мезозойская тектоно-магматическая активизация и внегеосинклинальный магматизм, затем распространяющийся далее на восток. Волновая миграция с запада на восток мезозойской активизации и внегеосинклинального магматизма свойственна регионам, расположенным в зоне или в ее восточном обрамлении /Комаров, 1972/ и вместе с тем как общая тенденция она присуща, по-видимому, всему Тихоокеанскому поясу. Во всяком случае в Монголо-Охотском поясе: /Нагибина, 1963/ это явление не подлежит сомнению" /Комаров, 1978, с. 16/.

Время заложения зоны Вебирс неопределенно. Она явно оказывает влияние на формирование байкалитид, не отрицается ее проявление и в раннем протерозое.

Ниже дается краткая геологическая характеристика двух крупных регионов развития пегматитов: Прибайкальского пегматитового пояса и Хэнтэй-Керуленской пегматитовой провинции, входящих в зону Вебирс.

Прибайкальский пегматитовый пояс протягивается вдоль всего западного побережья Байкала, примыкая с востока к крупной региональной разрывной структуре – краевому шву Сибирской платформы. В его северной части выделяется Букачанский пегматитовый район, названный по одноименному пегматитовому полю, охарактеризованному еще в 1939 г. А.А.Якжиным /1939/, а в центральной и южной частях – Приольхонский пегматитовый район, охватывающий и о. Ольхон.

В истории гранитного магматизма пояса выделяются три эта-

па /Ескин и др., 1974; Беличенко, Хренов, 1969; Соколов и др., 1965/.

На первом, раннепротерозойском этапе древнейшие породы района, ранее претерпевшие метаморфические преобразования в условиях гранулитовой фации, подверглись региональной мигматизации и гранитизации на уровне высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма /Корреляция ..., 1979/. В это время здесь формируются многочисленные преимущественно жильные тела гранито-гнейсов, гранитов и пегматитов, объединенных Е.В.Павловским и А.С.Ескиным /1964/ в шаранурский гранитоидный комплекс.

На втором, байкальском, этапе образовались гранитоиды хайдайского интрузивного комплекса, сопровождающиеся самыми разнообразными по составу жильными производными /Иванов, Шмакин, 1980; Сорокин, 1957/. Метаморфические преобразования этого этапа в условиях низкотемпературной субфации амфиболитовой фации проявились неравномерно. Максимальные изменения претерпели метаморфические породы на северо-западном фланге района. Заключительному периоду байкальского этапа развития региона соответствуют интенсивные процессы региональных метасоматических преобразований, приведшие к образованию в силикатных породах кремнещелочных метасоматитов различного состава, а в карбонатных породах - магнезиальных и известковых скарнов /Иванов, Рапацкая, 1973/.

Третий, каледонский, этап характеризуется формированием локальных поперечных складчатых структур, осложняющих линейные северо-восточного простирания структуры второго этапа. Метаморфические преобразования на уровне эпидот-амфиболитовой фации так же, как и складчатость этого этапа, проявились локально. В центральной части Приольхонского района сформировалась щелочная Тажеранская интрузия и Аинский гранитный массив /Конов, Самойлс 1974; Иванов, 1974/.

Впервые на многоэтапность пегматитообразования в Прибайкалье обратил внимание А.А.Якжин (1939), выделивший в Букачанском пегматитовом районе "древние катаклазированные безрудные пегматиты" и "молодые некатаклазированные слюдяные пегматиты". Подобную эволюцию пегматитообразования он предполагал и в Приольхонском пегматитовом районе. Позднее А.В.Сорокин /1957/ при детальном картировании междуречья Анга - Малая Бугульдейка подтвердил правомочность генетических и хронологических построений А.А.Якжина. Исследования этих пегматитов в последующие годы показали, что в отличие от Букачанского пегматитового района в Приольхонском развиты разновозрастные пегматитовые поля трех возрастных групп, связанных: а) с раннепротерозойской синорогенной формацией плагио- и плагиомикроклиновых гранитов и мигматитов; б) с позднепротерозойской позднеорогенной формацией плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов; в) с палеозойской формацией лейкократовых гранитов этапа активизации /Иванов, 1980/.

Хэнтэй-Керуленская пегматитовая провинция приурочена к

зоне сочленения Монголо-Забайкальской и Центрально-Монгольской складчатых систем. Осевой частью провинции служат мощные зоны Ононского и Северо-Гобийского глубинных разломов. Провинция входит в Северо-Монгольский раннекаледонский мегаблок (в схеме тектонического районирования Н.С.Зайцева и Б.Лувсанданзана /1977/). По мнению Л.П.Зоненшайна /1973/ формирование гранитного слоя земной коры началось здесь в добайкальское время. Перед поздним рифеем протерозойские толщи подверглись метаморфизму и гранитизации, образовав начальное ядро сиалической коры. Пегматитоносные граниты этого возраста принадлежат формации диорит-гранодиорит-гранитов и мигматитов. В позднем рифее - раннем кембрии в осевой части провинции сформировались глубинные разломы. Каледонская складчатость завершилась консолидацией структур Керуленского пегматитового района в восточной части Хэнтэй-Керуленской провинции. В это время здесь формируются позднеорогенные интрузии пегматитоносных гранитов граносиенит-гранитной формации.

Таким образом, в позднекаледонское время территория провинции представляла собой часть обширного континента с консолидированной складчатостью. Лишь его северо-западная часть в это время испытывала прогибание: на территории Хэнтэйского пегматитового района образовался крупный внутриконтинентальный синклиниорий, ограниченный краевыми поднятиями. Отложения синклинория испытали складчатость лишь в герцинское время /Нагибина, Зоненшайн, 1971/. На заключительных этапах становления этой складчатости в краевых поднятиях сформировались позднеорогенные гранитоиды диорит-плагιοгранит-гранитной формации. Близкие им по составу гранитоиды Керуленского пегматитового района, по-видимому, соответствуют этому же времени. И те и другие могут рассматриваться по отношению к Хэнтэйской складчатой зоне как образования активизированных складчатых систем (области отраженной складчатости).

В поздней перми произошло затухание магматической деятельности. Последовавшая затем активизация вызвала образование пегматитоносных интрузий на всей площади провинции, которая лишь с раннего триаса развивается как единая, хотя и гетерогенная складчатая система.

Мезозойский гранитоидный магматизм в пределах Керуленского пегматитового района носит отчетливую двухэтапную эволюцию. Для Хэнтэйского же района наряду с представлениями о двухэтапности формирования пегматитоносных гранитов существует точка зрения и о их принадлежности к единому раннемезозойскому многофазному комплексу длительного (триас - ранняя - средняя юра) периода формирования /Иванов и др., 1980б; Коваленко, 1977; Кузьмин и др., 1969; Хасин, Михайлов, 1973; Эгель и др., 1966; и др./ . Пегматитоносные граниты первого мезозойского этапа относятся к диорит-гранит-лейкогранитной формации, а второго - к гранит-лейкогранитной (аляскитовой) формации этапов автономной активизации /Ушаков, Богуславский, 1969; Коваленко, 1977 /.



А.Д.Щеглов /1976/ выделяет два типа активизированных складчатых структур. Первый тип – области тектоно-магматической активизации, возникающие в пределах консолидированных рам геосинклинальных прогибов ("отраженная складчатость" в понимании М.И.Ишксона, А.И.Семенова и А.Д.Щеглова; "резонансная активизация" по терминологии Ю.М.Пушаровского и В.Т.Матвиенко; "ревизация" по М.С.Нагибиной). Второй тип – области тектоно-магматической активизации, не зависящие от развития геосинклинальных прогибов, охватывающие огромные регионы ("активизация" в понимании М.С.Нагибиной; "автономная активизация" по А.Д.Щеглову; "эпигонали" по терминологии Ю.В. Комарова и П.М.Хренова).

Таким образом, в рассматриваемых регионах развиты пегматитовые граниты и пегматиты, соответствующие собственно орогенным этапам формирования складчатых систем и этапам их активизации первого и второго типов.

I. Орогенные формации: формации синорогенных пегматитов (Букачанский, Приольхонский, Хэнтэйский и Керуленский пегматитовые районы); формации позднеорогенных пегматитов (Букачанский, Приольхонский, Хэнтэйский и Керуленский пегматитовые районы).

II. Формации этапов активизации*: формации пегматитов активизированных складчатых систем первого типа (Приольхонский, Хэнтэйский и Керуленский пегматитовые районы); формации пегматитов активизированных складчатых систем второго типа (Хэнтэйский и Керуленский пегматитовые районы).

Формации синорогенных пегматитов

Пегматиты синорогенного этапа развития подвижных областей соответствуют периоду региональной гранитизации и мигматизации кристаллических толщ изученных регионов. Они пользуются широким распространением в пределах Букачанского и Приольхонского пегматитовых районов, в Керуленском районе площади их развития значительно уступают более молодым, а в Хэнтэйском эти пегматиты встречаются эпизодически.

В Букачанском пегматитовом районе синорогенные пегматиты приурочены к архейским кристаллическим породам: роговообманковым, роговообманково-биотитовым и биотитовым гнейсам и в значительно меньшей степени к роговообманковым сланцам. Образование их, по-видимому, соответствует раннепротерозойскому этапу тектоно-магматического развития региона. Они достаточно подробно изучены в бассейнах рек Слюдинки и Холодной (Букачанское и Акуканское пегматитовые поля). Пегматиты этой формации отвечают, вероятно, второму, раннепротерозойскому этапу тектоно-магматичес-

* Как частный случай формаций этапов активизации здесь рассматриваются и посторогенные пегматитовые.

кого развития Байкальской складчатой области /Павловский, Ескин, 1964/. Граниты раннепротерозойского возраста прорывают в Прибайкалье архейские и нижнепротерозойские кристаллические толщи и обнаруживаются в гальке конгломератов основания верхнепротерозойского разреза метаморфических пород. Во внешней зоне Байкальской горной области сформировались в раннем протерозое гранитоиды чуйско-кадарского комплекса /Салоп, 1967/, которые слагают согласные удлиненные тела, послойно инъецирующие метаморфическую толщу. Среди них выделяются две главные разновидности: мелко- и среднезернистые гнейсограниты полосчатой или гнейсовидной текстуры и калишпат-плагноклазового состава с биотитом, реже с роговой обманкой; средне- и крупнозернистые гнейсограниты гнейсовой текстуры, плагноклаз-калишпатового состава с биотитом и роговой обманкой, слагающие крупный линейно вытянутый массив в зоне Ачитканского разлома /Обручев, Великославинский, 1953/.

Этому же времени соответствуют плагноклазовые и калишпат-плагноклазовые гнейсограниты и мигматиты шаранурского комплекса, выделенного в 1964 г. Е.В.Павловским и А.С.Ескиным /1964/ на о.Ольхон. Граниты повсеместно залегают среди метаморфических пород, претерпевших метаморфические преобразования в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, образуя небольшие линейно вытянутые в плане, преимущественно согласные тела.

Состав гранитов отличается широкими флуктуациями главных минералов (%): плагноклаз - 25-65, кварц - 20-30, калишпат - 10-55, биотит до 10, роговая обманка, сфен, апатит, магнетит, циркон.

Пегматиты слагают маломощные протяженные жилы преимущественно северо-восточного простирания (30-70%), реже субширотного, с падением в ту и другую стороны, при этом у тел северо-восточной ориентировки чаще отмечается северо-западное падение под углами 40-80°. Пологие жилы редки. Мощность пегматитовых тел достигает 2 м, хотя наибольшим распространением пользуются протяженные жилы, мощность которых не превышает 0,3-0,7 м. Максимальная длина тел - 150 м. Отчетливая зональность в пегматитовых телах, как правило, отсутствует. Большая часть объема тел приходится на пегматиты гипидиоморфнозернистой или бластокактакlastической структур, которые тяготеют к периферическим частям тел в относительно мощных жилах. В маломощных жилах эти структурные разновидности пегматитов преобладают или пользуются исключительным развитием. Во внутренних частях, реже на флангах более мощных тел отмечаются пегматиты с пегматоидной или мелкоблоковой структурами. Для всех структурных зон характерен интенсивный катаклиз, гнейсовые текстуры; некоторые из жил будинированы и смяты в складки совместно с вмещающими породами.

Синорогенные пегматиты Приольхонского пегматитового района распространены в пределах крупнейшего в районе Намшинур-

ского пегматитового поля, площадь которого превышает 300 км² /Иванов, Шмакин, 1980/. По времени формирования они соответствуют раннепротерозойскому этапу тектогенеза /Ескин и др., 1974/. Они слагают вытянутые пластинообразные жилы, пространственно тяготеющие к северо-западной и западной частям поля. Простирание тел северо-восточное (60–80°) с падением на северо-запад или юго-восток под углами от 40 до 90°. Пологие тела редки, но достаточно часто встречаются смятые в складки жилы, имеющие седловидную форму. Характерные особенности жил – приуроченность к породам, претерпевшим метаморфические преобразования в условиях амфиболитовой фации, постепенные переходы во вмещающие гнейсы, постоянные катакластические структуры, малая мощность (0,2 – 1,5, реже до 2,5 м) по отношению к длине (до 50 м, реже более), повсеместные согласные контакты с вмещающими породами, наличие в некоторых жилах будинированных ксенолитов, свидетельствующих о пластических деформациях тел в процессе складкообразования, будинированные жилы, отсутствие отчетливой зональности, blastокластические структуры, гнейсовые текстуры. Набор структурных разновидностей невелик. Наиболее распространены мелкозернистые пегматиты гранобластовой и blastокатакластической структур. От зальбандов к центру тел наблюдается постепенное укрупнение зерен слагающих их минералов вплоть до появления мелкоблоковой структуры, однако общая гнейсовидность пегматитов при этом сохраняется. Эпизодически отмечаются пегматиты апографической структуры, тяготеющие к лежащим контактам тел. Степень катаклаза апографических пегматитов несколько ниже, чем других разновидностей.

Древнейшие, синорогенные, пегматиты Хэнтэйского пегматитового района распространены в каледонском Южно-Хэнтэйском поднятии, тяготеют к местам развития древнейших в районе гранитов. Возраст тех и других образований предположительно позднекаледонский /Иванов и др., 1980/. В это время в краевых частях Хэнтэйской зоны формируются габбро-диорит-гранитная и мигматитовая формации. На последующих этапах тектогенеза породы этих формаций претерпели существенные динамические и метасоматические преобразования. Граниты интенсивно дислоцированы, участками смяты в складки, в них широко проявлены катаклаз, кливаж, калишпатовый бластез и окварцевание. Главные разновидности гранитоидов – гнейсовидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, реже лейкограниты; интенсивно катаклазированные гнейсограниты и мигматиты с гранитной или гранит-пегматитовой лейкосомой*.

Биотитовые гнейсограниты – наиболее распространенная разновидность. Они состоят из кварца (25–30%), микроклина (30–50%),

* Здесь и далее при описании мигматитов терминология – по К. Менерту /1971/.

плагноклаза (20–35%), биотита (5–10%), аксессуарных минералов (сфен, циркон, гранат, магнетит, апатит, ортит). Роговообманково-биотитовые и биотит-роговообманковые граниты существенно отличаются от биотитовых по составу главных минералов. Среди этих пород отмечаются также адамеллиты, лейкократовые граниты и гранодиориты. Они имеют подчиненное значение.

Лейкосома мигматитов имеет калишпат-плагноклазовый состав с биотитом и реже с роговой обманкой. Из пород дайковой серии, помимо гранитогнейсов и пегматитов, эпизодически отмечаются гнейсовидные микрогаббродиориты.

Пегматитовые жилы залегают в кристаллических сланцах и гнейсах позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста, в габброидах ранней фазы этого же комплекса и мигматизированных гнейсах. Практически все пегматитовые тела представлены одним морфологическим типом: пластинообразными жилами различной мощности и протяженности. Простираение тел северо-восточное или, реже, север-северо-восточное. Падение обычно крутое. Пологие жилы достаточно редки. Экзоконтактовые изменения отсутствуют, лишь вокруг пегматитовых жил, залегающих в габброидах, отмечаются маломощные (не более 1–2 см) каймы биотитизированных пород.

Для всех пегматитовых жил, в том числе и залегающих в габброидах, характерен продольный катаклиз, многие из них смяты в складки различных амплитуд. Наибольшие деформации претерпели пегматитовые тела, залегающие в метаморфической толще. Внутреннее строение таких тел простое. В них не наблюдается отчетливой зональности. Помимо обычных гипидиоморфнозернистых структур отмечаются аплитовая, пегматоидная и мелкоблоковая, имеющие всегда подчиненное значение. В интенсивно катаклизированных пегматитах повсеместно проявлено окварцевание, реже – биотитизация и калишпатизация.

В некоторых пегматитовых телах, смятых в складки, помимо обычного продольного катаклаза развит кливаж, трещины которого ориентированы согласно осевым поверхностям складок. Трещины кливажа залечены тончайшими (доли миллиметра) прожилками кварца, в которых отмечаются мельчайшие изометричные зерна магнетита.

Пегматиты, залегающие среди катаклизированных и серпентинизированных габброидов, также деформированы, хотя степень динамических преобразований в них ниже. В участках наибольших динамических преобразований габброидов пегматитовые жилы имеют седловидную форму или образуют причудливые флексурообразные изгибы, однако разрывы в них достаточно редки. В таких местах зональность в пегматитовых телах либо не прослеживается, либо имеет неотчетливый рисунок. В менее деформированных участках тел наряду с обычными гипидиоморфнозернистыми пегматитами развиты мелкоблоковые и аплитовидные пегматиты. Экзоконтактовые изменения, как уже отмечалось, отсутствуют, но в одной из крупных жил, прослеженной по вертикали на 20 м, в апикальной части

помимо незначительной биотитизации отмечены плагиоклазизация и калишпатизация, масштабы которых еще более скромны.

Окварцевание, по-видимому, носит региональный характер, поскольку отмечается повсеместно.

Синорогенные пегматиты первого этапа тектоно-магматического развития Керуленского пегматитового района тяготеют к полосе развития верхнепротерозойских метаморфических толщ восточной части провинции и соответствуют байкальскому этапу регионального метаморфизма и гранитизации пород региона. В это время здесь формируются диорит-гранодиорит-гранитная и мигматитовая формации. В окрестностях сомона Хэнтэй и в верховьях р. Мотод-Гол, где они изучались; гранитоиды слагают самые разнообразные по величине удлинённые в плане тела, жильные или штокообразные с преимущественно согласными контактами и максимальной площадью в несколько квадратных километров.

Главные разновидности гранитоидов – биотитовые и роговообманково-биотитовые, реже – пироксен-биотит-роговообманковые и лейкократовые граниты и гнейсограниты, диорито-гнейсы и мигматиты. Структурно-текстурные особенности пород выдержаны, в то время как состав изменяется исключительно широко. Наиболее распространённые роговообманково-биотитовые граниты состоят из калишпата (21–35%), плагиоклаза (28–45%), кварца (24–38%), биотита (4–16%), роговой обманки (0–6%). В акцессорных количествах встречаются мусковит, магнетит, гранат, циркон, ортит, апатит, сфен. В существенно плагиоклазовых разновидностях акцессорная минерализация, как правило, убога в сравнении с плагиоклаз-калишпатовыми.

Лейкосома мигматитов имеет весьма непостоянный состав, прежде всего из-за значительных колебаний в содержаниях кварца (20–40%), плагиоклаза (35–65%) и калишпата (0–35%). Из темноцветных минералов обычен биотит, количество которого в общем случае меньше, чем в биотитсодержащих гранито-гнейсах: 2 – 6%. Часты реликты вмещающих пород, в которых по сравнению с неизменёнными боковыми породами несколько больше полевых шпатов.

Пегматитовые тела залегают в биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсах и сланцах, часто мигматизированных. Среди маломощных протяжённых пегматитовых жил, длина которых изменяется в широком диапазоне (от нескольких до 50 м), наряду с согласными отмечаются и секущие контакты, проявляющиеся в отдельных частях тел или у их апофиз.

Согласные пегматитовые жилы залегают в биотитовых гнейсах, обильно насыщая их. В участках, где вмещающие гнейсы интенсивно дислоцированы, наряду с согласными телами встречаются маломощные (несколько десятков сантиметров) жилы, ориентированные параллельно осевым поверхностям складок и иногда пересекающие их крылья. Несмотря на то, что ориентировка этих жил не совпадает с ориентировкой обычных согласных жил, совокупный их рисунок создает обычную для мигматизированных толщ сложно вет-

вящуюся сеть многочисленных жил, прожилков и апофиз. По своим морфологическим признакам эти пегматиты соответствуют ветвистым складчатым гигантомигматитам Н.Г.Судовикова /1955/ или синтетектоническим мигматитам Э. Рагена /1979/.

Морфологически секущие пегматиты не отличаются от согласных, однако у них наряду с согласными контактами постоянно наблюдаются секущие. Обычны ксенолиты вмещающих пород, иногда они повернуты относительно ориентировки текстур боковых пород. При этом экзоконтактовые изменения в них отсутствуют. По характеру контактов эти пегматиты близки "неперемещенным" метаморфическим пегматитам Д.А.Великославинского и других /1963/. Из структурных разновидностей обычны пегматиты гранитной и мелкоблоковой структур, эпизодически отмечаются графические и апографические пегматиты. Во всех структурных разновидностях пегматитов отмечаются продольный катаклиз и отчетливая гнейсовидность.

Сравнительный анализ структурного положения синорогенных пегматитов в изученных районах, внутреннего строения пегматитовых тел, взаимоотношений с вмещающими породами позволяет выявить некоторые закономерности, общие для этой формации:

1) пегматиты относятся к синметаморфическим образованиям, повсеместно приуроченным к метаморфическим толщам, испытавшим преобразования на уровне гранулитовой или высокотемпературной амфиболитовой фации. Они залегают в роговообманковых, роговообманково-биотитовых и биотитовых кристаллических сланцах и гнейсах. Достоверная генетическая связь с определенными магматическими массивами гранитоидов отсутствует;

2) морфология пегматитовых тел достаточно однообразна — преимущественно это пластинообразные жилы, иногда ветвящиеся, с апофизами. Они смяты в складки, интенсивно катаклазированы и нередко будинированы. Наряду с обычными согласными контактами отмечаются и секущие, однако и в том, и в другом случае реакционные взаимоотношения с вмещающими породами отсутствуют;

3) отчетливая зональность пегматитовых тел не наблюдается, хотя величина зерен слагающих их минералов, как правило, закономерно возрастает от периферии к центру. Главные структурные разновидности пегматитов — гипидиоморфнозернистые и мелкоблоковые. Среди них отмечаются участки апографических пегматитов и эпизодически — графических, т.е. преимущественное развитие получили первичные структуры пегматитов, в то время как структуры перекристаллизации и замещения либо отсутствуют, либо имеют резко подчиненное значение.

Формации позднеорогенных пегматитов

Пегматиты позднеорогенного этапа развития подвижных областей по времени формирования совпадают с заключительными стадиями главной складчатости регионов (позднесинскладчатые пегматиты) или образуются непосредственно после консолидации склад-

чатых структур (постскладчатые пегматиты). Вопросы их генетической связи с гранитами все еще дискуссионны или отрицаются вообще. Пространственно эти пегматиты, как правило, близки, а в изученных нами районах повсеместно площади их развития частично перекрываются. Поэтому здесь позднеинскладчатые и постскладчатые пегматиты рассматриваются совместно в пределах единой позднеорогенной формации. По площади и количеству тел это самые распространенные пегматиты в пределах Приольхонского пегматитового района, в Керуленском и Букачанском районах их удельный вес несколько ниже, а в Хэнтэйском они значительно уступают по количеству тел мезозойским пегматитам.

По времени формирования пегматиты позднеорогенной формации относят предположительно к байкальскому этапу тектогенеза /Якжин, 1939; Ескин и др., 1974; Иванов, Шмакин, 1980/. Граниты этого возраста в Прибайкалье развиты исключительно широко. В Северном Прибайкалье, в Баргузино-Витимской части Байкальской горной области и в Западном Прибайкалье они объединены в баргузинский, мамско-оронский, абчадский и хайдайский гранитоидные комплексы; в Юго-Западном Забайкалье - в заганский, а в Южном Прибайкалье - в саянский комплекс /Дворкин-Самарский и др., 1975; Беличенко, 1977; и др./.

Гранитоиды баргузинского комплекса слагают крупнейшие тела площадью в десятки тысяч квадратных километров. О возрасте и пространственном распространении верхнепротерозойских гранитоидов Прибайкалья издавна оживленно дискутируют. В настоящее время из баргузинского комплекса выделена большая группа гранитоидных массивов, возраст которых определен как раннедалеозойский по взаимоотношению их с фаунистически охарактеризованными толщами Прибайкалья /Беличенко, 1969, 1977; Хренов, 1961, 1964; Беличенко, Хренов, 1965; Дворкин-Самарский, 1965, 1971; Дворкин-Самарский, и др., 1975; Литвиновский, Занвилевич, 1972/. Массивы гранитоидов баргузинского комплекса обычно многофазны. Большинство исследователей склоны считать, что формирование этих гранитов продолжалось десятки и даже сотни миллионов лет. К первой фазе относят диориты, гранодиориты и сиениты, ко второй, главной, - биотитовые граниты, гранодиориты и граносиениты, к третьей - биотитовые и лейкократовые граниты, аплиты и пегматиты /Дворкин-Самарский, 1971/. Е.В.Павловский и А.И.Цветков /1938/, а позднее А.В.Сорокин /1957/ к ранней фазе относят также различные по составу габброиды Западного Прибайкалья.

В Букачанском и Приольхонском пегматитовых районах пегматитоносные гранитоиды байкальского возраста распространены особенно широко /Якжин, 1939; Иванов, Шмакин, 1972/. Эти гранитоиды, объединенные А.В.Сорокиным в хайдайский комплекс, подробно изучены в центральной части Западного Прибайкалья /Иванов, Шмакин, 1980/. Главные их разновидности представлены серыми и розовато-серыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами и гранитами и биотитовыми гранитами. И те и другие совместно

встречаются во всех массивах гранитоидов, при этом преобладают обычно биотитовые разновидности. Контакты между этими гранитами обычно постепенные, но отмечаются и секущие взаимоотношения. Как правило, текстуры гранитов гнейсовидные. Лишь в Крестовском массиве небольшие штокообразные тела, секущие биотит-роговообманковые граниты, сложены равномернозернистыми биотитовыми гранитами с массивной текстурой.

Граниты Хайдайского комплекса слагают штокообразные слабоудлиненные тела площадью в несколько квадратных километров. Литологического контроля за их размещением не наблюдается. Контакты с вмещающими породами повсеместно интрузивные с широкой каймой измененных пород. В приконтактных частях обильны ксенолиты, часто сохраняющие первичную форму, что свидетельствует об относительно низких температурах расплава в приконтактных частях массивов и об отсутствии здесь метасоматических преобразований, которые в той или иной мере повсеместно проявились в центральных частях массивов.

Биотит-роговообманковые граниты по соотношению полевых шпатов относятся к существенно калишпатовым разновидностям. Биотит обычно преобладает в количественном отношении над роговой обманкой. Собственно роговообманковые граниты, совершенно лишённые биотита, не наблюдались. Состав гранитов (%) — калишпат (30–54), плагиоклаз № 15–30 (10–35), кварц (25–32), биотит (3–10), роговая обманка (0,5–4). Мусковит редок, из аксессуарных минералов отмечаются апатит, циркон, магнетит, сфен, ортит.

Биотитовые равномернозернистые граниты имеют близкий состав, однако в общем случае в них меньше темноцветных минералов, а количество кварца несколько выше. Несколько отличаются от них текстурно-структурными особенностями и существенно калишпатовым составом порфиroidные биотитовые граниты.

Для порфиroidных биотитовых гранитов характерна тонкоплитчатая матрацевидная отдельность, бластокатакlastические структуры, гнейсовые текстуры. Состав гранитов следующий (%): микроклин — 37–65, плагиоклаз — 5–15, кварц — 25–35, биотит — 5–10. Аксессуарные минералы — магнетит, гранат, циркон, апатит, ортит, мусковит. Из других разновидностей гранитов отмечаются лейкократовые микроклиновые порфиroidные граниты и плагиоклаз-микроклиновые гранит-аплиты. И те и другие — наименее распространенные разновидности пород комплекса.

Особый интерес представляют широко распространенные в пределах Прибайкальского пегматитового пояса кремнещелочные метасоматиты гранитного, гранодиоритового или граносиенитового состава. Пространственно и, возможно, генетически они связаны с гранитоидами хайдайского комплекса. В частности с региональным метасоматозом региона связывается формирование метасоматической зональности Бирхинского пегматитового поля /Иванов, Шмакин, 1976, 1977/.

В Букачанском пегматитовом районе пегматиты позднеоро-

генной формации залегают в самых разнообразных по составу метаморфических породах и прорывающих их пироксеновых габбро. Морфология пегматитовых тел исключительно разнообразна. Некоторые из пегматитовых тел внедрялись, по-видимому, на заключительных этапах складчатости. Они изобилуют плавными пережимами и раздувами; сминаясь в складки совместно с вмещающими породами, они образовывали характерные раздувы нагнетания в местах перегиба слоев и выполняли межбужинные пространства, возникшие при деформациях слоев различной компетентности. Это поздне-синскладчатые тела. Они представлены протяженными жилами с весьма непостоянной мощностью, ветвящимися жилами с раздувами в межбужинных пространствах, седловидными жилами с раздувами в местах перегиба и линзами. Длина их достигает нескольких сотен метров при максимальной мощности до 5 м. Другая часть тел повсеместно имеет секущее положение относительно вмещающих пород (продольно-, диагонально- и вкрестсекущие). Для них характерна иная форма: пластинообразные жилы, тупо выклинивающиеся линзы, сложные жилы Y-, T- и S-образной формы, гнезда, штоки. Длина тел не превышает 100 м, максимальная мощность около 10 м. Это постскладчатые тела. Литологический контроль за размещением поздне-синскладчатых и постскладчатых тел отсутствует. Простираание первых из них преимущественно северо-восточное и субширотное, вторых — северо-восточное, субмеридиональное и реже северо-западное.

Поздне-синскладчатые тела сложены пегматитами аплитовой, гипидиоморфнозернистой, графической и апографической структур. Отчетлива гнейсовидность пород, особенно в приконтактных частях. Большая часть объема тел приходится на пегматиты гипидиоморфнозернистой структуры, тяготеющие к зальбандам и нередко слагающие внутренние их части преимущественно в маломощных телах. Графический и апографический пегматиты встречаются, как правило, в раздувах, где эпизодически отмечаются и блоковые пегматиты. Кварцевые ядра отсутствуют.

Постскладчатые пегматитовые тела полно дифференцированы. Наибольшим распространением в них пользуются пегматиты апографической структуры. Эндоконтактная аплитовая оторочка в крупных пегматитовых телах обычно отсутствует. Зоны эндоконтактов сложены пегматитами гипидиоморфнозернистой структуры, внутренние части тел — блоковыми пегматитами, среди которых наблюдаются кварцевые ядра. Текстура всех структурных разновидностей постскладчатых пегматитов массивная.

В крупных пегматитовых телах широко развиты структуры замещения: кварцевого, кварц-мусковитового и альбитового. Отмечаются эпизодически шелевидные камеры растворения, выполненные кристаллами дымчатого кварца. Упомянутые в литературе друзы бесцветного горного хрусталя /Якжин, 1939/ нами не наблюдались.

В Приольхонском пегматитовом районе поздне-синскладчатые и постскладчатые пегматиты, соответствующие байкальскому этапу, являются наиболее распространенными разновидностями. Более вы-

сока и степень изученности этих образований по сравнению с другими районами /Иванов, Шмакин, 1980/, поэтому ниже дается более подробная их характеристика.

Морфология пегматитовых тел практически не отличается от аналогичных в Букачанском пегматитовом районе. Тела позднесинскладчатых пегматитов представлены обычно жилами и линзами, сложенными пегматитами аплитовой, гипидиоморфнозернистой, графической и апографической структур. Аплитовую структуру имеют пегматиты эндоконтактов. Гипидиоморфнозернистая структура свойственна пегматитам внутренних частей тел, на долю которых приходится до 70% их объема. В них всегда достаточно отчетлива плоскостная ориентировка текстур. Отмечаются участки пегматитов с порфиробластовой структурой. Графический пегматит слагает прерывистые зоны, расположенные непосредственно у контакта, либо между аплитовой оболочкой и пегматитами гипидиоморфнозернистой структуры, либо среди последних. Несмотря на то, что графические пегматиты не образуют сплошной зоны, их положение в пегматитовых телах обнаруживает отчетливую закономерность. В относительно полого залегающих телах они тяготеют к лежащему эндоконтакту и флангам тел, а в крутопадающих — к корневым частям тел и почти не встречаются в апикальных.

Апографические пегматиты отмечаются лишь в центральных частях тел или в их лежащих эндоконтактах. При этом пластинчатые ихтиоглипты кварца всегда ориентированы согласно гнейсовидности текстур, параллельной контактам. Пегматоидные структуры развиваются повсеместно в ассоциации с апографическими, а мелкоблоковые — только со стороны лежащих контактов. Зоны сахаровидного альбита всегда имеют секущее положение, к таким зонам тяготеют и пегматиты с неяснографической структурой. В крутопадающих пегматитовых телах структуры замещения нередко развиты со стороны обоих контактов.

Таким образом, в позднесинскладчатых пегматитах района наряду с обычной для пегматитовых тел прямой зональностью появляется особый ее вид, который можно охарактеризовать понятием "обратная" зональность. В таких телах первичные минеральные парагенезисы этапа магматической кристаллизации расположены во внутренних частях тел, а поздние — структуры перекристаллизации и замещения — на периферии. В отличие от прямой зональности пегматитовых тел, когда последовательность формирования структурно-парагенетических зон направлена от периферии к центру, в телах с обратной зональностью эта последовательность как бы имеет обратное направление — от центра к периферии. В отдельных телах, претерпевших поперечный катаклиз и брекчирование, развивается "мозаичная" зональность, подробно охарактеризованная нами ранее /Иванов, Шмакин, 1980/.

В постскладчатых пегматитовых телах получили преимущественное развитие структуры перекристаллизации и замещения. Пегматиты магматического периода кристаллизации в этих телах ха-

рактируются теми же особенностями, что и пегматиты аналогичных зон в позднесинскладчатых жилах. Продольносекущие постскладчатые жилы, согласные в плане, иногда трудно отличимы по морфологии от линзовидных позднесинскладчатых жил. Однако внутреннее строение их резко различно. Наряду с собственно магматическими в них широко представлены апографическая и пегматоидная структуры, но отсутствуют "обратная" и "мозаичная" зональности.

Большая часть объема этих тел приходится на пегматиты апографической и блоковой структур. Положение этих структурных зон в пегматитовых телах более или менее симметричное: блоковая структура занимает центральное положение. Кварцевые же зоны располагаются не по оси тел, а между зонами апографической и блоковой структур или в пегматитах апографической структуры. Положение кварцевых ядер обычно секущее относительно других зон, а иногда и самого пегматитового тела. В некоторых телах отмечаются несколько крупных кварцевых обособлений, одни из которых тяготеют к центру тел, другие — к периферии, при этом простирающие их не всегда совпадает. На юге района отмечаются пегматитовые тела, в которых на долю кварцевых обособлений приходится до 60% их объема. Несмотря на значительное морфологическое разнообразие кварцевых зон, взаимоотношения их с окружающими пегматитами всегда реакционные. Лишь в отдельных жилах они имеют отчетливые секущие контакты.

Наиболее крупные тела пегматитов, также как месторождение Нарын-Кунта, залегающие в габброидных массивах и их эндоконтактах и тяготеющие к крупным зонам кремнещелочных метасоматитов, (их развитие совпадает, по-видимому, с заключительными фазами байкальского орогенеза /Иванов, Шмакин, 1974/), имеют более сложную морфологию и внутреннее строение. Жила Нарын-Кунта залегает в западном эндоконтакте Бирхинского габброидного массива среди интенсивно переработанных габброидов, превращенных в породы гранодиоритового и диоритового составов. В плане тело имеет Y-образную форму, мощность 40 м при длине около 90 м. Обе ветви контролируются небольшими разломами, по простираению которых прослеживаются цепочки линзообразных пегматитовых тел, значительно уступающих по размерам главному телу месторождения. Набор структурных разновидностей здесь близок другим постскладчатым жилам, однако блоковые пегматиты имеют подавляющее развитие.

Эндоконтактовая оболочка тела сложена пегматитом аплитовой структуры кварц-плагиоклазового состава, с обильным биотитом и роговой обманкой. Широким развитием пользуются пегматиты гипидиоморфнозернистой и графической структур, переходящие по направлению к центру жилы в апографический пегматит. Внутренние части тела сложены блоковым пегматитом, на долю которого приходится до 75% объема тела. Величина кристаллов микроклина достигает 1 м³. Параллельно главной ветви тела проходит поздний разлом, по которому северо-западный фланг жилы смещен на юго-запад.

Многие другие крупные линзовидные жилы района сложены преимущественно пегматитами апографической структуры (до 80% объема). В постскладчатых пегматитовых телах распространены кварц-мусковитовый замещающий комплекс и кварц-альбитовый сахаровидный мелкозернистый агрегат.

Пегматитовые жилы с обильной мусковитизацией и широко развитым кварц-мусковитовым комплексом известны в литературе по Прибайкалью с 1913 г. благодаря работам М.М.Тетяева, хотя добыча мусковита проводилась здесь еще в середине или в конце XVIII в. Наиболее подробное геологическое описание мусковитоносных жил в Северном Прибайкалье выполнил в 1939 г. А.А.Якжин. В Букачанском пегматитовом районе мусковитсодержащие жилы имеют северо-западное или субширотное простирание с падением в ту и другую стороны под разными углами (от почти вертикальных до горизонтальных). Мощность тел не превышает 10 м. Обычная длина — несколько десятков метров, лишь некоторые жилы достигают 150 м и более. Контакты повсеместно секущие с отчетливым ореолом измененных пород.

В крупных телах развиты пегматоидные структуры с мусковитом и кварц-мусковитовый замещающий комплекс, располагающийся по границе кварцевого ядра с блоковым пегматитом или с пегматитом пегматоидной структуры. В блоковом пегматите отмечается также кварцевое замещение, наиболее отчетливое на периферии кварцевых ядер, где сохранились скелетные реликты плагиоклаза.

Крупное месторождение расположено на Акуканском пегматитовом поле. Здесь изучена пегматитовая жила длиной 360 м, мощностью до 5 м. Жила имеет субмеридиональное или северо-западное простирание (340°) с падением на юго-запад под углом 60° . Она залегает в роговообманковых гнейсах, биотитизированных и хлоритизированных в зоне экзоконтакта. Приконтактные части тела сложены пегматитом аплитовой структуры, переходящим в гипидиоморфнозернистый пегматит, мощность которого со стороны лежащего бока достигает 1 м. В висячем боку она несколько меньше. Апографический пегматит имеет подчиненное развитие. Внутренние зоны сложены монолитным кварцем, пегматитом блокового строения, мусковитсодержащим пегматитом с пегматоидной структурой и кварц-мусковитовым комплексом. Наиболее обогащены мусковитом пегматиты лежащего бока.

Пегматиты с мусковитом известны в южной части Букачанского пегматитового района на р. Поперечной. Структурное положение, морфология и строение пегматитовых тел аналогичны главной массе описанных выше жил центральной части района.

В Приольхонском пегматитовом районе, в пределах Намшинурского поля и на о. Ольхон, также имеются пегматитовые жилы с обильной мусковитизацией. Однако размеры жил, как правило, небольшие. Обычно мусковитом обогащены мелкоблоковые или блоковые пегматиты, иногда пегматиты апографической структуры, и лишь в единичных телах развит кварц-мусковитовый замещающий

комплекс. Крупнейшая из жил района (около оз. Намши-Нур) подверглась почти полному замещению, так же как и небольшие жилы, расположенные в непосредственной от нее близости. Известны мусковитовые жилы и в Ольхонском пегматитовом поле с крупным мусковитом /Сорокин, 1957/.

В Хэнтэйском пегматитовом районе пегматиты позднеорогенной формации герцинского возраста /Геологическая карта..., 1971/ залегают в зоне сочленения Южно-Хэнтэйского каледонского поднятия с герцинской Хэнтэйской синклиналью и непосредственно в Хэнтэйской зоне, образуя пегматитовые поля в ареале развития гранитоидных массивов позднегерцинского возраста. В это время преимущественно во внутренних частях Южно-Хэнтэйского поднятия формируются многофазные интрузии гранитоидов диорит-плагиогранит-гранитной формации. Наибольшим распространением пользуются катаклазированные и слабogneйсовидные биотитовые граниты ранних фаз и слабопорфировидные массивные биотитовые граниты заключительной третьей фазы.

Контакты гранитоидных массивов с вмещающими породами — повсеместно интрузивные с отчетливой зоной экзоконтактовых изменений. Граниты эндоконтактов имеют мелкозернистую гипидиоморфнозернистую, иногда порфировидную структуру. Во внутренних частях массивов среди среднезернистых катаклазированных гранитов отмечаются порфиробластовые структуры. Состав гранитов (%): калишпат — 35–55, кварц — 25–30, плагиоклаз — 15–30, биотит — 2–6. В аксессуарных количествах присутствуют роговая обманка, сфен, ортит, ширкон, апатит, магнетит, в катаклазированных участках — мусковит и гранат. Плагиоклаз соответствует олигоклазу высоких номеров.

Из жильных пород с ранними фазами связаны биотитовые и двуслюдяные граниты, пегматиты и, по-видимому, кварцевые жилы.

Граниты заключительной фазы слагают лишь два небольших массива (Адунчулунский и Чулутинский), расположенные в пределах Южно-Хэнтэйского поднятия. Оба массива сложены крупнозернистыми слабопорфировидными гранитами. Текстура их массивная со слабо выраженной гнейсовидностью. Структура гипидиоморфнозернистая, местами пойкилитовая. Состав гранитов в массивах выдержан (%): калишпат — 40–50, кварц — 30–34, плагиоклаз (№ 26–35) — 15–20, биотит — 7–9, мусковит — до 2. Из аксессуарных минералов встречаются ширкон, апатит, ортит, гранат и магнетит.

Жильные производные гранитной магмы представлены мелкозернистыми биотитовыми гранитами, аплитами и пегматитами.

Пегматиты герцинского этапа слагают самые разнообразные по форме тела нескольких морфологических типов. Наибольшим распространением в экзоконтактовых частях гранитных массивов пользуются пегматитовые обособления в крупных аплитовых жилах, пегматитовые тела с мощной аплитовой оторочкой и небольшие тела пегматитов со сложной зональностью (обратной, фланговой).

Простираание тел северо-восточное до субширотного с падени-

ем на юго-восток и юг, реже на северо-запад под углами $45-90^{\circ}$. Обычные структуры пегматитов — аплитовая, гранитная и апографическая. В некоторых телах со стороны лежащего бока, а в крутопадающих нередко по обоим контактам проявлена мусковитизация (кварц-мусковитовый замещающий комплекс).

Крупные пегматитовые тела достаточно редки. Они слагают пластинообразные и линзовидные жилы с раздувами, пережимами и апофизами, сложные жилы и штокообразные тела. Контакты секущие или согласные инъекционные. Экзоконтактовая биотитизация и полевошпатовый бластез прослеживаются на расстоянии от нескольких сантиметров до 1-2 м от контактов жил. Для этих тел характерны пегматиты гранитной, апографической и блоковой структур. Пегматиты аплитовой, графической структур и кварцевые ядра обычны, но масштабы их развития незначительны. Пегматиты обогащены мусковитом. Здесь же со смещением к висящему боку развиты зоны кварц-мусковитового замещающего комплекса, имеющие отчетливо реакционные, иногда секущие взаимоотношения с пегматитами других структур.

В эндоконтактах гранитных массивов, реже непосредственно в экзоконтактах отмечаются своеобразные пегматитовые жилы выполнения. Мощность их обычно не превышает первых десятков сантиметров при длине до 5-7 м. Для них характерны ровные параллельные контакты, отчетливая зональность, преимущественное развитие пегматитов гранитной и особенно блоковой структур. Обычны кварц-плагиоклаз-мусковитовые агрегаты, тяготеющие к пегматитам блоковой структуры, реже имеющие секущее положение относительно границ между структурными зонами пегматитов.

В участках обильного насыщения гранитов пегматитами мусковитизации подвергаются и граниты. Процесс повсеместно контролируется трещиноватостью гранитов. Зоны мусковитизации обычно не превышают 4-5 см, однако, несмотря на небольшую мощность, исходные породы подвергаются полной структурной перестройке и замещению. Это явление особенно отчетливо в тех местах, где такие зоны мусковитового замещения имеют секущее положение относительно линейности текстурного рисунка гранитов.

Позднеорогенные пегматиты Керуленского пегматитового района соответствуют каледонскому тектоно-магматическому этапу развития Центрально-Монгольской складчатой системы. Пегматитовые поля этого возраста тяготеют к местам выхода древних верхнепротерозойско-нижнепалеозойских метаморфических толщ, прорванных разновеликими массивами каледонских гранитов.

Магматические образования этого возраста соответствуют гранодиорит(граносиенит)-гранитной формации /Борзаковский, Хасин, 1973/. Наибольшим распространением пользуются биотитовые граниты, роговообманково-биотитовые гранодиориты и граносиениты, значительно менее распространены плагио- и лейкократовые граниты. Главная особенность формации заключается в том, что образование ее происходило в условиях сформировавшегося гранит-

ного слоя земной коры, в процессе гранитизации протерозойско-рифейских кристаллических толщ. В интервале 1100–800 млн. лет байкальская складчатость охватила огромные регионы Алтая, Саян, Забайкалья, Енисейского Кряжа и других регионов Сибири /Алтухов, 1973; Клитин, 1975/. Однако в пределах Керуленского пегматитового района гранитогнейсовый слой сформировался несколько позднее: в рифее – венде и, возможно, в раннем кембрии /Благодаров, 1977/. На позднеорогенной стадии и после становления складчатости регион сохранял относительную подвижность вследствие того, что в палеозойское время в непосредственной близости (в Монголо-Забайкальской системе) возникали геосинклинальные бассейны, при этом континентальная кора в Хэнтэйской зоне Монголо-Забайкальской системы сформировалась лишь в позднем палеозое или в начале мезозоя.

Каледонские гранитоиды изучались нами в восточной части района, севернее Ундэр-Хан сомона. Здесь залегает крупный массив гранитов, вытянутый в субширотном направлении. Северный контакт массива круто погружается на север, а южный – полого на юг. Эндоконтактовые части массива сложены средне-мелкозернистыми розовато-серыми роговообманково-биотитовыми гранитами. Текстура пород гнейсовидная. Структуры – гипидиоморфнозернистая, лепидогранобластовая, бластокатакластическая, гранобластовая. Состав (%): калишпат – 40–48, плагиоклаз (№ 26–34) – 22–26, кварц – 26–28, биотит – 5–12, роговая обманка – до 3; магнетит, апатит и сфен в сумме составляют около 1%. В зонах дробления резко возрастает количество кварца – до 40%.

Внутренние части массива сложены средне-крупнозернистыми биотитовыми гранитами. Повсеместно содержание калишпата значительно выше, чем плагиоклаза (%): калишпат – 48–56, плагиоклаз (№ 20–32) – 16–24, кварц – 26–32, биотит – 4–7. В акцессорных количествах присутствуют мусковит, магнетит, циркон, сфен, апатит. Среди средне-крупнозернистых биотитовых гранитов, которые представляют собой наиболее распространенную разновидность и повсеместно характеризуются равномернозернистыми структурами, отмечаются порфириовидные разновидности с крупными (до 2 см в длину) включениями калишпата. В них несколько выше содержания калишпата (до 63%) и биотита (до 10%), а среди акцессорных минералов проявляется гранат.

В гранодиоритах содержание кварца резко сокращается – до 12–15%, увеличивается количество темноцветных минералов, особенно роговой обманки. Несколько повышается основность плагиоклаза – до № 40. Граносиениты также отличаются повышенными содержаниями темноцветных минералов, но биотит при этом повсеместно преобладает над роговой обманкой.

Породы экзоконтактов интенсивно дислоцированы, смяты в причудливые дисгармоничные складки, мигматизированы, окварцованы. Масштаб этих преобразований достаточно широк, мощность измененных пород достигает в отдельных участках 2 км. Породы обиль-

но насыщены пегматитовыми телами и протяженными дайками гранитов.

Простираются пегматитовых тел северо-восточное, северо-западное (близкие субширотному простираению) и субширотное. Длина тел нередко превышает 100 м. Мощности в раздувах до 5 м. Морфология тел достаточно разнообразна. Наиболее часты пластинообразные ветвящиеся с раздувами и пережимами жилы, линзы, жилы сложной формы (S-, V-, T-, H- и штокообразные) и другие тела. Строение их обычно зональное.

В пегматитовых телах, залегающих в метаморфической толще, повсеместно развиты зоны с аплитовой, гранитной, графической и апографической структурами. При этом большую часть объема тел занимают апографические пегматиты. В раздувах жильных тел, крупных линзах, штоках широко представлены кроме того пегматиты блоковой структуры и кварцевые ядра. Положение таких тел повсеместно секущее. Породы экзоконтактов биотитизированы, фельдшпатизированы, окварцованы и мусковитизированы. От корневых частей к апикальным резко сокращается роль пегматитов аплитовой и гипидиоморфнозернистой структур, одновременно увеличивается объем, занимаемый апографическим и блоковым пегматитами. Пегматиты этих структур нередко обогащены крупнопластинчатым мусковитом. Со стороны висячего бока и в апикальных частях развит кварц-мусковитовый замещающий комплекс.

Отмечаются зоны мусковитового замещения непосредственно во вмещающих гнейсах. Здесь же встречаются маломощные жилы выполнения с обильным мелкопластинчатым мусковитом.

Непосредственно в эндоконтактах некоторых гранитных массивов развиты обильные пегматитовые тела, создающие в совокупности сложно ветвящуюся сеть различно ориентированных жил. Генеральное простираение пегматитовых тел северо-восточное (50-80°), преимущественное падение северо-западное. Морфология тел относительно однообразна. Различаются три морфологических типа тел: простые, пластинообразные жилы, сложные ветвящиеся жилы с пережимами и раздувами, многочисленными апофизами и, наконец, протяженные маломощные линзы.

Строение тел обычно зональное. Главные структурные разновидности пегматитов — пегматиты апографической и гранитной структур. Текстура массивная или гнейсовая. В некоторых жилах отмечается кварц-мусковитовое замещение.

Сопоставление структурного положения позднеорогенных пегматитов, их внутреннего строения, взаимоотношения с вмещающими породами, анализ связи пегматитов с магматическими формациями позволяют выявить некоторые общие для формации закономерности.

1. Пегматиты формируются на заключительных стадиях становления региональной складчатости пегматитовых районов, либо непосредственно после их консолидации. Литологического контроля за размещением пегматитовых тел не наблюдается: они залегают во всех без исключения вмещающих породах и в эндоконтактах

массивов материнских гранитоидов. Вместе с тем уровень метаморфизма вмещающих толщ повсеместно высок и соответствует высоко-температурным субфациям амфиболитовой фации метаморфизма. Отчетлива пространственная и генетическая связь пегматитов с гранодиорит-гранитной, гранодиорит-граносиенит-гранитной или диорит-плагิโอгранит-гранитной формациями, среди которых преобладают биотитовые граниты существенно калишлатового состава.

2. Контакты с вмещающими породами повсеместно инъекционные. В экзоконтактах пегматитовых тел развиты ореолы метасоматически измененных пород, масштабы которых в общем случае пропорциональны размерам тел и степени метасоматических преобразований самих пегматитов. При этом вокруг позднесинскладчатых тел степень замещения боковых пород значительно ниже, чем около постскладчатых; наряду с инъекционными отмечаются жилы выполнения и жилы замещения, в которых первично магматические разновидности пегматитов отсутствуют. Пространственно жилы выполнения тяготеют к зонам эндо- и экзоконтактов гранитных массивов, в то время как жилы или зоны замещения отмечаются лишь за пределами магматических тел, во вмещающих кристаллических породах.

3. Морфология пегматитовых тел исключительно разнообразна: пластинообразные жилы, удлиненные маломощные линзы, жилы с раздувами, пережимами и многочисленными апофизами, сложноветвящиеся жилы, S-, V-, T-, H-образные тела, штоки, неправильные гнезда и другие.

4. Отчетлива зональность тел. Позднесинскладчатые тела, как правило, дифференцированы не полностью. В них развиты первичные структурные разновидности пегматитов (аплитовая, графическая и гипидиоморфнозернистая), в то время как структуры перекристаллизации и замещения (апографическая, блоковая, кварцевое ядро, кварц-мусковитовый комплекс и зоны сахаровидного альбита) имеют подчиненное развитие. В постскладчатых – наоборот, преимущественным развитием пользуются структуры перекристаллизации и замещения. В пегматитовых телах замещения отчетливой зональности не наблюдается. В некоторых позднесинскладчатых пегматитовых телах (преимущественно крутопадающих) отмечены необычные виды зональности: обратная и мозаичная. В пегматитовых жилах выполнения, несмотря на их малую мощность (первые десятки сантиметров), зональность достаточно отчетлива. В них развиты пегматиты с гипидиоморфнозернистой, блоковой структурами и кварцевые ядра.

Формации пегматитов активизированных складчатых систем первого типа

Пегматиты складчатых систем отраженной активизации (зон активизации /Родионов, 1977/, областей отраженной складчатости /Шеглов, 1976/) развиты преимущественно в Прибайкалье и Керуленском пегматитовом районе.

В Северном Прибайкалье пегматиты отраженной активизации пространственно и генетически связаны с биотитовыми и лейкократовыми гранитоидами абчадского комплекса повышенной щелочности. Граниты комплекса слагают небольшие изометричные в плане массивы площадью от 1 до 35 км². Структурно-текстурные особенности гранитов и пегматитов, характер послемагматических процессов и структурное положение свидетельствуют о формировании их в гипабиссальных условиях. Абсолютная датировка гранитов калий-аргоновым методом (335 млн. лет) сопоставима с возрастом гранитоидов аинского комплекса в Западном Прибайкалье. В то же время имеются данные М.М. Мануйловой о протерозойском возрасте этих гранитов (1100 млн. лет). В.А. Дворкин-Самарский с соавторами /1975/ относят граниты выделенного ими абчадского комплекса к верхнему протерозою по геологическим данным: граниты комплекса прорывают породы абчадской и олоkitской свит, а галька сходных гранитов находится в конгломератах холоднинской свиты. По их мнению породы комплекса относятся к гипабиссальным субщелочным гранитоидам зон активизации, которые формировались в две интрузивные фазы. В первую фазу внедрились сиенито-диориты, сиениты и граносиениты, во вторую — мелкозернистые гнейсовидные биотитовые граниты и граносиениты, пегматоидные граниты, аплиты и пегматиты. С гранитами абчадского комплекса связаны поля альбитизированных амазонитовых пегматитов.

Граниты абчадского комплекса имеют плагиоклаз-калишпатовый состав (%): калишпат, в том числе амазонит, — 35-40, плагиоклаз (№ 17-23) — 25-30, кварц — 20-25, биотит до 6. Из других минералов встречаются роговая обманка, мусковит, альбит, магнетит, апатит, циркон, рутил, ортит, ксенотим, монацит, фергуссонит, ширтолит, гранат.

В Букачанском пегматитовом районе пегматиты, предположительно соответствующие абчадскому комплексу, встречаются вблизи р. Слюдинки. Этот тип пегматитов не характерен для района. Изучено лишь одно пегматитовое тело на западном склоне Большого Слюдинского озера. Жила залегает в роговообманковых гнейсах. Контакты ее секущие. Простирается северо-восточное, падение крутое на северо-запад. Длина тела около 30 м, максимальная мощность — 2 м. Жила имеет отчетливо зональное строение. Эндоконтактная зона сложена пегматитами аплитовой структуры, далее следует прерывистая зона апографического пегматита, в котором отмечаются гнезда блокового пегматита. Почти по оси тела расположено крупное линзовидное кварцевое ядро. Среди апографических и блоковых пегматитов отмечаются мелкие пустотки, выполненные мельчайшими чешуйками зеленовато-желтого мусковита и идиоморфными кристаллами пирита. В геологической литературе по району отмечены находки относительно крупных кристаллов горного хрусталя, выполняющего хрусталоносные камеры, расположенные в кварцевых ядрах /Якжин, 1939/.

В Приольхонском пегматитовом районе этапу активизации

соответствуют граниты аинского комплекса, объединяющего одноименный массив водораздельной части между зал. Усть-Анга и бухтой Ая, а также гранитные, гранит-аплитовые и пегматитовые дайки экзоконтактов и аналогичные им образования в пределах Тажеранской габбро-щелочной интрузии. Возраст этих пород активно дискутируется. Данные абсолютной датировки калий-аргоновым методом достаточно противоречивы. Максимальные значения — 360–440 млн. лет. Известны указания на более древний возраст этих образований — 500 млн. лет (Ю.А.Чернов, устное сообщение).

Главные разновидности гранитов аинского комплекса — крупнозернистые биотитовые, средне- и крупнозернистые лейкократовые граниты, мелко-среднезернистые альбититы.

Массив приурочен к месту пересечения двух крупных разрывных структур: разлому северо-восточного простирания, параллельному краевому шву, и субширотному Ангинскому разлому, существование которого в настоящее время не вызывает сомнений (Хренов, 1969; Иванов, Шмакин, 1980). Интрузия относится к типичным гипабиссальным образованиям этапа отраженной активизации, соответствующего каледонской (?) посторогенной активизации (Кузнецов, 1964; Наливкина, 1968; Шмакин и др., 1973; Иванов, 1975). От уреза воды до апикальной части массива удается проследить особенности его строения почти на 0,5 км по вертикали. Нижняя часть массива сложена биотитовыми гранитами со слабо выраженной гнейсовидностью, полого погружающейся на запад. Выше залегают лейкократовые граниты. Взаимопереходы из одной разновидности в другую очень постепенные. Среди альбитизированных лейкократовых гранитов на вершине водораздела выделяются крупные участки (более 50x50 м) альбититов.

Биотитовые граниты имеют достаточно стабильный состав (%): калишпат — 35–45, плагиоклаз (№ 22–24) — 25–30, кварц — 28–32, биотит — 2–6, а также мусковит, гранат, апатит, монацит, магнетит. Структура пород лепидогранобластовая. Лейкократовые граниты, на долю которых приходится главная часть массива, имеют более переменный состав (%): калишпат — 25–35, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) — 25–50, кварц — 20–40, а также биотит, гранат, мусковит, магнетит, флюорит. Главные минералы альбититов: альбит (до 70%), кварц (до 20%) и микроклин (15–20%).

Пегматиты залегают непосредственно в гранитах Аинского массива и в его эндоконтактах (Аинское пегматитовое поле), или северо-восточнее массива в габброидах и сиенитах Тажеранской интрузии (Тажеранское поле). Пегматитовые тела Аинского и Тажеранского полей отличаются по морфологии и внутреннему строению, хотя отличия эти не существенны. Большая часть тел представлена неполнодифференцированными жилами. В Аинском поле эти тела сложены пегматитами гипидиоморфнозернистой или апографической структур, среди которых выделяются линзовидные обособления графического пегматита. Контакты с вмещающими гранитами обычно резкие секущие. В Тажеранском поле маломощные недифференциро-

ванные жилы также не имеют приконтактных аплитовых оторочек. Зоны эндоконтакта сложены пегматитами графического или апографического пегматита. Гипидиоморфнозернистые пегматиты не характерны для этих жил. Внутренние участки тел всегда сложены апографическим пегматитом с небольшими обособлениями мелкоблокового пегматита. Кварцевые ядра и крупноблоковые структуры в этих пегматитах не наблюдаются.

В Аинском пегматитовом поле полнодифференцированные пегматитовые тела единичны. Они представлены одним морфологическим типом: неправильными шлировидными обособлениями — "амебовидными" телами. В пределах Тажеранского поля морфология их более разнообразна. Это линзовидные или пластинообразные тела с многочисленными апофизами. Простираение тел преимущественно субмеридиональное или север-северо-восточное. Падение северо-западное или западное под углами 30–50°. Длина жил нередко превышает 100 м. Мощность до 6 м. Для них характерна правильная симметричная зональность. Наиболее распространенные структурные разновидности пегматитов — апографические, блоковые, менее распространены графические и гипидиоморфнозернистые структуры. Обычны удлиненные кварцевые ядра, иногда расположенные с небольшим смещением к висячему боку.

Некоторые полнодифференцированные пегматитовые тела района, преимущественно крупные, наряду с обычным микроклином содержат амазонит и в геологической литературе традиционно называются амазонитовыми. В пределах Аинского поля амазонитовые пегматиты залегают и в гранитах, и во вмещающих их биотит-роговообманковых гнейсах, реже — в мраморах. В Тажеранском поле такие тела секут самые разнообразные по составу образования: габброиды, сиениты, ксенолиты мраморов, различные по составу малоглубинные скарны, содержащие окерманит, монтичеллит, периклаз и др. Последнее свидетельствует о формировании пегматитов на глубинах не более 3 км (Конец, Самойлов, 1974/).

В пределах Аинского пегматитового поля среди пегматитовых тел, залегающих в гранитах, амазонитовые пегматиты представлены лишь двумя структурными разновидностями: апографической и блоковой. Однако за пределами гранитного массива в роговообманковых и биотит-роговообманковых гнейсах отмечаются кроме того и гипидиоморфнозернистые амазонитовые пегматиты.

В Тажеранском пегматитовом поле тела амазонитовых пегматитов имеют более сложное строение. Подробно они охарактеризованы нами ранее (Иванов, 1975; Иванов, Шмакин, 1980/). Здесь в качестве примера рассмотрим лишь одну жилу. Она имеет северо-западное простираение, близкое к субмеридиональному, и почти вертикальное падение. Длина жилы около 120 м, максимальная мощность — 25 м. Жила залегает своим нижним контактом в мраморах, а апикальной частью — в сиенитах. Зоны эндоконтакта в той и другой частях сложены пегматитами аплитовой структуры, мощность их не более 20 см. В нижней части к аплитам примыкает мощная

зона графического пегматита (2–6 м), а в апикальной части она практически отсутствует. Внутренние части жилы сложены пегматитом апографической структуры, в котором расположены крупные линзовидные обособления блокового пегматита и два разобнесенных кварцевых ядра. Близкое строение имеют и другие тела амазонитовых пегматитов.

В Керуленском пегматитовом районе пегматиты этапа активизации первого типа распространены незначительно. Они образуют разобнесенные пегматитовые поля вблизи гранитоидных массивов герцинского возраста. По площади распространения эти пегматиты значительно уступают раннепалеозойским и мезозойским. Граниты относятся к позднепалеозойской диорит–гранодиорит–гранитной формации, подробно охарактеризованной в составе цэнхиргольского интрузивного комплекса Ю.А.Борзаковым, Э.В.Михайловым и Р.А.Хасиным /1973/. Возраст пород комплекса, по данным этих авторов, 263–318 млн. лет. Наиболее распространенные породы комплекса – биотитовые и роговообманково–биотитовые граниты, адамеллиты, гранодиориты и диориты, эпизодически отмечаются габбро–диориты. Они слагают дисгармоничные тела площадью от первых до десятков квадратных километров среди докембрийских метаморфических толщ или гранитоидов догерцинского возраста.

Приконтактные части массивов гранитоидов сложены мелкозернистыми розовато–серыми роговообманково–биотитовыми или биотитовыми гранитами равномернозернистой или порфиroidной структуры. По минеральному составу (%) – калишпат 5–25, плагиоклаз (№ 22–32) 48–62, кварц 16–24, биотит 8–12, роговая обманка до 4 – они отвечают адамеллитам и гранодиоритам. На удалении от контактов резко возрастает величина зерен слагающих породы минералов. Изменяется соотношение полевых шпатов в пользу калишпата: ортоклаз 30–46%, плагиоклаз (№ 12–26) 20–25, биотит 2–5, роговая обманка 0–2%. В аксессуарных количествах присутствуют мусковит, гранат, магнетит, циркон, рутил, торит, ширтолит.

Пегматиты залегают в непосредственном экзоконтакте гранитных тел или в их эндоконтактах. Форма тел проста. Это маломощные (0,3–0,7 м) протяженные линзы и пластинообразные жилы, простирание которых изменяется от северо–восточного (60°) до субмеридионального.

В телах, залегающих непосредственно в гранитах, преобладают пегматиты гипидиоморфнозернистой структуры, в которых отмечаются обособления блокового пегматита с обильным кварцем. Пегматитовые тела экзоконтактов гранитных массивов несколько отличаются по строению. В них помимо аплитовой и гипидиоморфнозернистых оторочек развиты мощные зоны апографических пегматитов. Крупноаблитчатый мусковит нередко обильно насыщает отдельные участки, сложенные апографическим пегматитом. Количество мусковита здесь достигает 8–10%. Встречается кварц–альбитовый сахаровидный агрегат с мелкими кристаллами граната, тяготеющий к

трещинам, пересекающим все другие структурные разновидности пегматитов. Мощностъ таких зон обычно не превышаетъ первыхъ сантиметровъ.

В Хэнтэйскомъ пегматитовомъ районѣ пегматиты отраженной активизации еще болѣе рѣдки. Морфология и внутреннее строение этихъ телъ подобны таковымъ изъ Керуленскаго пегматитоваго района, только в нихъ эпизодически отмѣчается кварц-мусковитовый замещающій комплексъ.

Сравнительный анализъ структурнаго положенія пегматитовъ складчатыхъ системъ отраженной активизации, ихъ морфологии, внутреннего строения и взаимоотношенія с вмещающими породами позволяетъ выделить слѣдующіе общіе для формации особенности.

1. Пегматитовыя поля контролируются разрывными активизированными структурами. Литологическаго контроля за ихъ размещеніемъ и связи с определенными фациями регионально метаморфизованныхъ породъ не наблюдается. Пегматиты залегаютъ в массивахъ гранитовъ или за ихъ пределами, иногда на значительномъ удаленіи в самыхъ разнообразныхъ по составу породахъ.

Пространственно и генетически пегматиты связаны с гранит-лейкогранитной или диорит-гранодиорит-гранитной формациями.

2. Различаются сингенетическіе и эпигенетическіе (по терминологии А.И. Гинзбурга) пегматиты. Первые образуютъ неправильной формы тела с постепенными переходами в граниты, вторые — секущія тела самой разнообразной формы. В экзоконтактахъ телъ эпигенетическихъ пегматитовъ развиты ореолы метасоматически измененныхъ породъ, масштабы которыхъ, какъ правило, невелики.

3. Морфология пегматитовыхъ телъ относительно проста: сингенетическіе пегматиты образуютъ одинъ типъ телъ — "амебовидные" неправильной формы обособленія среди гранитовъ, а эпигенетическіе — удлиненные линзы с ответвленіями и апофизами и протяженныя пластинчатые жилы.

4. Пегматитовыя тела отличаются полнозональнымъ строеніемъ. В эндоконтактахъ телъ развиты пегматиты аплитовой, гранитной или графической структуръ. Широко развиты структуры перекристаллизаціи и замещенія (апографическая, блоковая, сахаровиднаго кварц-альбитоваго агрегата, кварцевое ядро, эпизодически — кварц-мусковитовый комплексъ). В недифференцированныхъ пегматитовыхъ телахъ, залегающихъ среди гранитовъ, структуры замещенія отсутствуютъ или развиты незначительно.

Формации пегматитовъ активизированныхъ складчатыхъ системъ втораго типа

Пегматиты складчатыхъ системъ автономной активизации по своему структурному положенію могутъ быть подразделены на две группы:

1) пегматиты молодыхъ складчатыхъ системъ, в которыхъ этапъ

активизации следует непосредственно за консолидацией складчатости, т.е. пегматиты по своей геологической сути отвечают посторогенным (посткинематическим) гранитоидам в обычном понимании;

2) пегматиты древних складчатых систем, в которых этап активизации отделен от консолидации складчатости значительным промежутком времени (одним или несколькими магматическими этапами или даже тектоно-магматическими циклами развития региона).

И те и другие пегматиты изучены в пределах Хэнтэйского пегматитового района. В Керуленском пегматитовом районе распространены лишь пегматиты второй группы. Они соответствуют ранне- и позднемезозойским этапам тектогенеза, магматизм которых исследован с достаточной детальностью.

В Хэнтэйском пегматитовом районе граниты этапа автономной активизации соответствуют гранодиорит-гранит-лейкогранитной формации. Среди них выделяются резкопорфировидные и равномерно-зернистые биотитовые граниты горихинского и модотинского типов, по терминологии В.И.Ушакова /Ушаков, Богуславский, 1969; Эгель и др., 1966/. Большинство авторов рассматривают их в качестве двух последовательно внедрившихся фаз /Редкометалльные гранитоиды..., 1971; Хасин, Михайлов, 1973; и др./, соответствующих третьему тектоно-магматическому этапу формирования района /Иванов и др., 1980а/. Резкое структурно-текстурное несоответствие этих гранитов объясняется, по-видимому, не столько историко-геологическими отличиями, сколько различным структурным положением. Изучение этих гранитоидов в последние годы показало, что между ними отсутствуют какие-либо петрохимические различия /Иванов и др., 1980в; Балжинням, Гэрэл, 1980/. Что же касается различий структур гранитов, их текстурных особенностей, эволюции послемагматических процессов, то они могут быть объяснены различным структурным положением гранитоидов: первые из них повсеместно тяготеют к внутренним частям герцинской Хэнтэйской складчатой зоны, а вторые — к каледонскому поднятию, обрамляющему эту зону, и смежным складчатым системам также каледонского возраста. По-видимому, совсем не случаен тот факт, что совместное нахождение этих гранитов отмечено лишь в пределах Жанчивланского мезозойского массива, который как раз и приурочен к зоне сочленения этих двух крупных разновозрастных структур.

Среди гранитов первой фазы преобладают биотитовые и рогевообманково-биотитовые резкопорфировидные граниты с подчиненным развитием равномернозернистых. Граниты резкопорфировидные, крупно- и среднезернистые, массивные. Они всегда имеют существенно калишпатовый состав (%): калишпат — 45–65, плагиоклаз — 10–15, кварц — 30–35, биотит — 3–6, роговая обманка до 2%, ортит, апатит, циркон, сфен, магнетит, ильменит, молибденит и др. На долю фенокристаллов, достигающих 8 см в длину, приходится до 30% объема породы. Равномернокристаллические крупно- и среднезернистые биотитовые граниты несколько отличаются от резкопорфировидных повышенными содержаниями калишпата и практически отсут-

ствием роговой обманки: калишпат 50–65%, плагиоклаз до 10, кварц 32–36, биотит до 6%. В роговообманково–биотитовых равномернокристаллических гранитах биотит резко преобладает над роговой обманкой, но общее содержание темноцветных минералов обычно несколько выше, чем в биотитовых – до 10%.

Из жильных пород этой фазы наиболее распространены биотитовые и лейкократовые граниты и пегматиты. Локально распространены крупные кварцевые жилы и дайки гранит–порфиров, которые являются самыми поздними образованиями фазы. Послемагматические процессы проявлены локально, и степень преобразования пород невелика. Наиболее отчетливы калишпатизация, альбитизация и в меньшей мере окварцевание в юго–восточной части Жанчивланского массива.

Из пород второй фазы повсеместны среднезернистые биотитовые и двуслюдяные граниты, реже отмечаются биотитовые и роговообманково–биотитовые гранодиориты. Гранодиориты отличаются значительными флуктуациями состава (%): плагиоклаз – 45–70, калишпат – 5–25, кварц – 10–25, биотит – 7–15. Биотитовые граниты, наоборот, характеризуются относительным постоянством состава: калишпат – 40–45, плагиоклаз – 10–15, кварц – 32–35, биотит – 4–6. В аксессуарных количествах присутствуют мусковит, роговая обманка, магнетит, ортит, циркон, апатит, сфен, касситерит. Двуслюдяные граниты отличаются большим количеством мусковита – до 4%. Кроме того в них отмечена разнообразная сульфидная минерализация. С гранитами этой фазы связаны обильные рудные грейзены и кварцевые жилы. Из пород дайковой серии встречаются аплиты, граниты, пегматитовые и кварцевые жилы.

В Хэнтэйском пегматитовом районе пегматиты первой группы (залегающие в молодых консолидированных структурах) изучены наиболее полно. Материалы о хрусталеносности этих пегматитов обобщены в работах С.А.Лисицина, Е.М.Цыганова /1963/, Н.Н.Сенкевича, В.И.Долженко, Е.Д.Калиты, О.Гэрэл /1978/, В.С.Антипина /1977/ и других /Геология МНР, 1977/. По данным этих авторов в пределах района известно несколько тысяч пегматитовых тел. Они залегают в апикальных частях массивов, тяготея в современном срезе к эндоконтактовым фациям гранитов. Наибольшее количество пегматитовых тел известно на Горихинском пегматитовом поле, соответствующем Горихинскому массиву, несколько меньше – на Дзунбаинском, еще меньше – на Жанчивланском (центральная часть Жанчивланского массива). Структурное положение этих массивов различно. Жанчивланский многофазный массив залегает в месте сочленения герцинского Хэнтэйского синклиория с Южно–Хэнтэйским каледонским краевым поднятием, Дзунбаинский – на некотором удалении от зоны сочленения, а Горихинский – в юго–восточном крыле синклиория. Он же отличается наибольшей простотой строения.

Пегматитовые тела с хрусталеносными камерами и без них характеризуются достаточно разнообразной морфологией. Наиболее обычны неправильные шпиробразные гнезда, штоко– и трубообраз–

ные тела, короткие линзы, малопротяженные жилы с мощными раздувами в виде неправильных гнезд. Длина тел 10–13 м. Мощность 1–5 м. Максимальная длина 65 м, а мощность 15 м. Отчетлива зональность даже в небольших телах длиной 1–2 м.

Периферические части сложены пегматитами графической или гранитной структур. Контакты, секущие и постепенные, часто отмечаются у одного и того же тела. Внутренние зоны сложены блоковыми пегматитами и кварцевым ядром. Апографические пегматиты встречаются эпизодически, причем лишь в пегматитовых телах Жанчивланского массива. В кварцевых ядрах или блоковых пегматитах расположены хрусталеносные камеры, почти всегда слабо удлинненные, иногда имеющие секущее положение относительно других структур пегматитовых тел. Общие закономерности симметрично зональных тел подробно охарактеризованы в литературе ранее. Ниже предлагается новый материал, дополняющий информацию о пегматитах с эпигенетическими хрусталеносными камерами. В качестве примера рассмотрим жилу МЖ–13 в южной части Жанчивланского пегматитового поля, залегающую в порфиридных гранитах. Жила имеет субмеридиональное простирание с пологим (40°) падением на восток. Длина ее около 25 м. В южном и северном ее флангах наблюдаются два крупных штокообразных раздува мощностью до 5 м. Жила сложена пегматитами графической, апографической и блоковой структур. В раздувах тела отмечены крупные кварцевые ядра. Особенность тела заключается в том, что ни одна из структурных разновидностей пегматитов не образует сплошной концентрической зоны, а оба кварцевых ядра имеют отчетливое секущее положение, хотя общая их ориентировка и совпадает с простиранием тела. Хрусталеносные камеры имеют шелевидную форму, характерную и для хрусталеносных полостей, расположенных непосредственно в гранитах. Такие полости располагаются в виде цепочек, пересекающих пегматитовое тело. Они частично выполнены правильными столбчатыми кристаллами мориона, раухтопаза и др. При этом корневые части кристаллов имеют темную окраску, которая постепенно осветляется к вершине.

Отмечаются маломощные кварцевые прожилки, секущие все структурные разновидности пегматитов. Это явление зафиксировано многими авторами. Вместе с тем в отдельных жилах нами встречены кварцевые прожилки (мощность их не превышает 1 см), предшествующие образованию хрусталеносных камер. В пределах Жанчивланского пегматитового поля такие прожилки не редки, в то время как на Горихинском поле они встречены лишь один раз, а на Дзунбаинском — вообще не наблюдались.

В некоторых жилах отмечены камеры, выполненные друзами кварца, микроклина и клеветандита.

Этому же этапу соответствуют пегматиты, залегающие в пределах Южно-Хэнтэйского поднятия. Они тяготеют к апикальным частям массивов, сложенных равномернозернистыми биотитовыми гранитами. Пегматитовые тела, залегающие в этих гранитах, суще-

ственно отличаются от пегматитовых тел, связанных с резкопорфировидными гранитами Хэнтэйского района. Как уже отмечалось, эти различия вызваны разным структурным положением гранитоидов: первые из них залегают среди пород герцинского Хэнтэйского синклинария, вторые — среди кристаллических толщ, слагающих каледонское Южно-Хэнтэйское поднятие (Иванов и др., 1980/).

Таким образом, пегматиты, залегающие в массивах резкопорфировидных гранитов, соответствуют образованиям молодых складчатых систем, в которых этап активизации следует непосредственно за консолидацией складчатости, т.е. они относятся к первой группе пегматитов автономной активизации. Пегматиты, залегающие в массивах "модотинских" гранитов, принадлежат второй группе пегматитов автономной активизации — пегматитам активизированных древних складчатых систем, в которых этап активизации отдален от периода консолидации складчатости значительным промежутком времени. Пегматиты гранитов модотинского типа широко распространены в Нарстайском массиве. Они слагают протяженные жилы небольшой (обычно не более 1 м) мощности. Простираются их северо-северо-восточное с крутым падением в ту и другую стороны. В них развиты пегматиты гранитной, графической, апографической структур, отмечаются участки с неяснографической и блоковой структурами, имеющие подчиненное развитие. Хрусталеносные камеры в них отсутствуют. Кварцевые ядра редки. К этой же группе относятся пегматиты четвертого магматического этапа Хэнтэйского пегматитового района. Они встречаются только в Жанчивланском пегматитовом поле среди альбит-микроклиновых гранитов (аляскитов, по В.И.Коваленко, 1977).

Пегматитоносные граниты этапа соответствуют гранит-лейкогранитной (аляскитовой) формации. Формирование гранитных тел происходило, по-видимому, в три фазы. Первой фазе отвечают лейкократовые слабопорфировидные средне- и крупнозернистые граниты. По площади развития это самые распространенные граниты этапа. Состав их довольно однороден (%): калишпат — 48–55, плагиоклаз — 10–20, кварц — 32–38, биотит — 1–4. Из акцессорных минералов встречаются топаз, монацит, флюорит, сфен, апатит и циркон. С гранитами этой фазы связаны многочисленные жильные дериваты, представленные лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами, пегматитами и кварцевыми жилами. Послемагматические преобразования пород имеют локальный характер. Грейзенизированные граниты отличаются от неизмененных незначительным увеличением количества слюды, кварца и появлением граната. Однако в них существенно изменяется рудная акцессорная минерализация. Если для неизмененных гранитов характерна минерализация кварц-касситеритовой формации, связанная с кварцевыми жилами в гранитах, то в грейзенизированных появляются минералы касситерит-сульфидной формации.

Во вторую фазу внедрились небольшие тела (менее 1 км²) альбит-микроклиновых и микроклин-альбитовых биотитсодержащих гранитов в южной части Жанчивланского пегматитового поля. Глав-

ные минералы – калишпат 25–40%, плагиоклаз (в том числе альбит) 20–42, кварц 38–43, слюда до 5%. В аксессуарных количествах присутствуют флюорит, колумбит, монацит, касситерит, ксенотим, циркон, мартит и магнетит. Количество альбита заметно возрастает к апикальной части массива Бурал–Хангай, сложенного гранитами этой фазы. С гранитами фазы связаны единичные, маломощные жилы пегматитов с амазонитом и аксессуарной редкометалловой минерализацией.

Альбит–лепидолитовые граниты традиционно рассматривались как апограниты или альбититы, до работ В.И.Коваленко /Редкометалловые гранитоиды ..., 1971/, который обосновал магматический генезис этих образований. По нашему мнению, эти представления достаточно убедительны прежде всего потому, что граниты содержат шлировидные обособления сингенетических микроклин–альбитовых пегматитов, типичных для гипабиссальных гранитоидных интрузивов.

Лепидолит–альбитовые граниты слагают два разобнесенных тела площадью в несколько сотен квадратных метров – на вершине горы Бурал–Хангай и в ур.Урт–Гоцзгор. Мелкозернистые граниты Бурал–Хангай В.И.Коваленко считает закаленными аналогами крупнозернистых гранитов Урт–Гоцзгора. Состав их весьма непостоянен (%): калишпат (в том числе амазонит) – 10–20, плагиоклаз – 45–64, кварц – 18–24, слюда – 3–12. Из аксессуарных минералов известны касситерит, монацит, флюорит, тантал–ниобаты, топаз. Со стороны лежащего бока Урт–Гоцзгорского тела отмечается интенсивный катаклиз, сопровождающийся хлоритизацией и эпидотизацией гранитов. В висячем боку проявлены грейзенизация и альбитизация.

Как уже отмечалось, пегматиты распространены главным образом в северной части Жанчивланского пегматитового поля, в местах выхода гранитоидов первой интрузивной фазы. Они повсеместно залегают в гранитах, тяготея, по–видимому, к апикальным частям гранитных тел. Преимущественное простирание тел – субмеридиональное, значительно реже отмечается субширотная ориентировка. Падение обычно крутое, в ту и другую сторону, лишь единичные тела имеют пологое до субгоризонтального залегание. Морфология тел исключительно разнообразна: более или менее изометричные гнезда, штоки, мощные линзы, сложные жилы с ответвлениями и апофизами, жилы V–, Г–, Т–образной формы, маломощные прожилки различной конфигурации.

Большая часть объема пегматитовых тел, даже относительно небольших размеров, приходится на пегматиты блоковой структуры, кварцевые ядра и пегматиты гипидиоморфнозернистой структуры. Графические и апографические пегматиты, имеющие повсеместно подчиненное развитие, образуют прерывистые маломощные зоны среди пегматитов гипидиоморфнозернистой и блоковой структур. Взаимоотношения между блоковыми и гипидиоморфнозернистыми пегматитами реакционные. Переходы между блоковыми и апографическими – повсеместно постепенные. Кварцевые ядра достигают значи-

тельных размеров, в некоторых крупных жилах длина их до 10 м. Иногда в таких ядрах отмечаются хрусталеносные камеры. Однако размеры их ничтожны. Шлировые тела, залегающие в лепидолит-альбитовых гранитах, не содержат кварцевых ядер. Строение их простое — они сложены пегматитами блоковой структуры, при этом от контактовых частей к центру тел закономерно возрастает величина слагающих их кристаллов. В отличие от шлировых тел, имеющих постепенные переходы во вмещающие граниты, сложные жилы повсеместно характеризуются секущими инъекционными контактами. В некоторых телах отмечены явления постпегматитового брекчирования, при этом обломки кварца и полевых шпатов сцементированы зернистым фиолетовым флюоритом и скрытозернистым светло-коричневым халцедоном. В отдельных пегматитовых телах отмечаются секущие зоны сахаровидного альбита. Кроме того, в Жанчивланском пегматитовом поле отмечена "обратная" зональность в ряде маломощных крутопадающих жил. У этих тел в эндоконтактах развиты наложенные зоны блокового пегматита. Подобные наложенные зоны иногда имеют секущее положение — преимущественно на флангах тел, где создается своеобразный "мозаичный" рисунок.

В Керуленском пегматитовом районе пегматиты автономной активизации соответствуют двум магматическим этапам; триас-юрскому и юрскому (?). Первые из них распространены достаточно широко. По времени формирования они, по-видимому, соответствуют раннемезозойским пегматитам Хэнтэйского пегматитового района, но изучены гораздо слабее. В сводных работах по геологии региона они лишь упоминаются, а в работах по гранитам раннемезозойского тектоно-магматического цикла отсутствуют данные о морфологии, структурном положении, внутреннем строении, составе структурных разновидностей пегматитов. Вместе с тем в литературе, при описании конкретных месторождений, таких как Модото, Шарахад, Тумен-Цогт и другие представлена акцессорная минерализация в этих пегматитах преимущественно касситерит-вольфрамитовая /Редкометалльные гранитоиды..., 1971; Коваленко, 1977; Геология МНР, 1977/.

Впервые раннемезозойские граниты были охарактеризованы в составе единого для Восточной Монголии бороундурского комплекса, выделенного в 1962 г. В.А.Бобровым. Позднее Р.А.Хасин и Э.В.Михайлов /1973/ выделили из его состава жанчублинский комплекс, объединив в него предположительно триас-юрские граниты Хэнтэйского мезозойского поднятия, куда вошли гранитоидные массивы Хэнтэйского и Керуленского пегматитовых районов, поскольку оба эти региона, как указано выше, с раннемезозойского времени развивались как единая гетерогенная складчатая структура.

Таким образом, граниты Керуленского пегматитового района, относящиеся к раннемезозойскому этапу тектогенеза, входят в состав жанчублинского и бороундурского комплексов. На этой территории граниты бороундурского комплекса практически не пегматитоносны, поэтому их характеристика здесь отсутствует. Граниты

жанчублинского комплекса, как и в Хэнтэйском пегматитовом районе, соответствуют нескольким формациям. Обильные пегматиты связаны с гранодиорит-гранит-лейкогранитной формацией. Граниты формации подробно изучены в Модотинском рудном районе. Наиболее распространены слабопорфировидные средне- и крупнозернистые биотитовые граниты, которые нередко постепенно переходят в двуслюдяные граниты, рассматриваемые некоторыми авторами как грейзенизированные разновидности.

Состав биотитовых гранитов достаточно постоянен (%): калишпат - 27-38, плагиоклаз - 30-40, кварц - 25-28, биотит - 3-6, а также апатит, магнетит, ортит, циркон. В двуслюдяных гранитах содержится до 3-4% мусковита и несколько возрастает количество кварца. Из аксессуарных минералов помимо вышеназванных появляются гранат, турмалин, флюорит.

В приконтактowych частях отмечаются существенно плагиоклазовые разновидности (%): калишпат - 12-25, плагиоклаз - 36-54, биотит - 4-8, роговая обманка - 0-4.

Из послепегматических процессов отмечается грейзенизация. В интенсивно грейзенизированных гранитах и в собственно грейзенах известна рудная минерализация (касситерит-вольфрамитовая). Грейзенизации подвергаются не только граниты массивов, но и многочисленные дайковые тела, пространственно и генетически сопряженные с ними - лейкократовые граниты, аплиты, пегматиты, кварцевые тела.

Пегматиты изучались нами в верховьях р.Модот-Гол и в северных окрестностях сомона Цэнхэр-Мандал. Здесь распространены преимущественно жильные тела длиной 20-30 м и мощностью до 3 м. Лишь единичные жилы достигают длины 70 м. Общее простирание пегматитовых жил северо-восточнее (25-50°) и субмеридиональное. Морфология пегматитовых тел достаточно разнообразна. Преимущественным распространением пользуются пластинообразные жилы и линзы, сложные жилы с апофизами, раздувами, пережимами, V-образной формы тела, реже - гнезда неправильной формы и штокообразные тела. В этих телах, обычно полнодифференцированных, симметрично зональных, развиты пегматиты гранитной, графической (реже апографической), блоковой структур, кварцевые ядра, зоны грейзенизации и кварц-альбитового (сахаровидного альбита и кварцклевеландитового) замещения. Исключительно широко распространен графический пегматит, особенно в неполнодифференцированных телах, где на его долю приходится до 60% объема. В полнодифференцированных телах подавляющим развитием пользуются пегматиты блокового строения. В качестве примера можно рассмотреть одну из типичных жил с мощными раздувами до 3 м. Общая длина тела около 50 м. Простирание - север-северо-восточное с крутым падением на восток. Приконтактные зоны тела сложены графическим пегматитом. Он же развит в пережимах жилы. Внутренние зоны, а в всячем боку и приконтактные участки слагаются блоковым пегматитом. Кварцевые ядра отмечены в раздувах со значительным

смещением в сторону висячего бока, при этом повсеместно располагаясь в зонах блокового пегматита. К этим же зонам тяготеют линейные участки кварц-альбитового замещения, имеющие местами секущее положение относительно внутренних зон, но нигде при этом не пересекающие графические пегматиты.

Апографические пегматиты в этом теле отсутствуют, однако в небольших маломощных жилах, в изобилии встречающихся в непосредственной близости от тела, они обычны, хотя значение их и здесь резко подчиненное.

Контакты повсеместно секущие, инъекционные. Экзоконтактовые изменения практически отсутствуют. Лишь у некоторых жил, где отмечено кварц-слюдяное замещение, заметно незначительное обогащение экзоконтактов слюдой. В свою очередь, у одной из жил, выходящей за пределы гранитного массива, залегающей в кристаллических сланцах, эндоконтакты несколько обогащены биотитом.

В районе развиты также щелочные рибекитовые граниты, с которыми связаны топазодержащие пегматиты. В этой монографии они не рассматриваются.

Пегматиты юрского этапа автономной активизации изучались нами в районе месторождений Тумэн-Цогт и Шарахад. Они залегают среди альбит-микроклиновых лейкократовых гранитов шарахадинского комплекса, выделенного в 1962 г. В.А.Бобровым /1962/.

Граниты комплекса подробно охарактеризованы Р.А.Хасиным /1947/ и Ю.А.Борзаковским /Борзаковский, Хасин, 1973/. Интрузивы образуют дискордантные тела площадью от десятков до первых сотен квадратных километров, формирование которых часто осуществлялось в несколько фаз. Ранней фазе принадлежат средние и крупнозернистые порфиридные бледно-розовые или серые лейкократовые граниты с биотитом. Они состоят из микроклина, плагиоклаза (№ 8-25) и кварца, содержащихся примерно в равных количествах, и биотита - до 5%. Вторая фаза - равномернозернистые лейкократовые граниты, иногда грейзенизированные и альбитизированные. Заключительная фаза - мелкие трещинные тела равномернозернистых лейкократовых или двуслюдяных гранитов (аляскитов). Граниты часто грейзенизированы в краевых и апикальных частях массивов. Кварц-мусковитовые грейзены развиты повсеместно в экзоконтактах кварцевых жил. Аксессуарная минерализация гранитов достаточно разнообразна: рутил, цирколит, базобисмутит, анатаз, колумбит, танталит, ксенотим, молибденит, касситерит, вольфрамит и др.

Породы дайковой серии - аплиты, пегматиты, гранит-порфиры, лейкократовые граниты, кварцевые жилы.

Пегматиты пространственно приурочены ко всем фазовым разновидностям гранитов, но в количественном отношении преобладают пегматиты, залегающие в гранитах первой фазы, слагающих многофазные гранитные массивы. Наиболее распространены тела линзовидной формы и пластинообразные, приуроченные к контракционной трещиноватости, жилы сложной формы, штоко- и шпирооб-

Таблица 1.1

Характеристика пегматитовых формаций

Геологическая формация пегматитов	Пегматитовая формация гранитоидов	Структурное положение пегматитовых гранитов	Краткая петрографическая характеристика гранитов	Положение пегматитовых полей относительно массивов гранитоидных формаций	Преобладающий морфологический тип пегматитовых тел	Пегматитовый район
1	2	3	4	5	6	7
Пегматиты активизированных систем	Гранит-лейкогранитная	Древние активизированные системы	Лепидолит-альбитовые (граниты), альбит-микроклиновые лейкократовые олигоклаз-микроклиновые с биотитом	Тяготеют к апикальным частям массивов всех интрузивных фаз	Линзы, штоки, гнезда неправильной формы, сложные жилы V-, T-, H-, Z-образной формы, прожилки	Хэнтэйский, Керуленский
Пегматиты активизированных систем II типа (посторогенные)	Гранодиорит-гранит-лейкогранитная	Молодые активизированные складчатые системы	Олигоклаз-микроклиновые и микроклиновые с биотитом и (реже) роговой обманкой			Хэнтэйский
Пегматиты активизированных систем I типа	Гранит-лейкогранитная Диорит-гранодиорит-гранитная	Краевые поднятия и консолидированные системы, прилегающие к подвижным системам	Альбит-микроклиновые и микроклиновые граниты, альбититы Олигоклаз-микроклиновые и микроклиновые граниты с биотитом	Тяготеют к гранитоидным массивам преимущественно заключительных фаз и их экзоконтактов	Линзы, штоки, жилы V-, H-, T-образной формы, прожилки	Приольхонский, Букачанский Хэнтэйский, Керуленский
Позднеорогенные пегматиты (поздние и постскладчатые)	Гранодиорит-гранитная Гранодиорит-гранодиорит-гранитная Диорит-плагиогранит-гранитная Мигматитовая	Складчатые системы с консолидированной складчатостью (или этапа консолидации) метаморфических толщ, претерпевших метаморфизм в условиях амфиболитовой фазии	Олигоклаз-микроклиновые микроклиновые олигоклазовые граниты, адамеллиты, гранодиориты с биотитом, реже с мусковитом и (или) роговой обманкой	Тяготеют к экзоконтактам массивов главных фаз (часто на значительном удалении) или к полям мигматизированных метаморфических толщ	Пластинчатые, S-, V- и T-образные жилы, раздвоениями, пережимами и апофизмами, неправильные удлиненные гнезда, прожилки	Приольхонский, Букачанский, Хэнтэйский, Керуленский

1	2	3	4	5	6	7
Синорогенные пегматиты	Достоверная связь с магматическими формациями отсутствует Габбро-диорит-гранитная и мигматитовая	Подвижные складчатые системы с дислоцированными метаморфическими породами, претерпевшими метаморфические преобразования в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, мигматизированные	Мигматиты и граниты микроклин-плагноклазовые, плагиоклазовые и микроклиновые с биотитом	Совпадают с полями интенсивно мигматизированных толщ	Ветвящиеся жилы, часто смятые в складки совместно с вмещающими породами, будинированные тела, линзовидные жилы	Приольхонский, Букачанский, Хэнтэйский, Керуленский

разные тела. Длина жил до 50 м с максимальной мощностью до 5 м. Крупные тела симметрично зональны. Преимущественное развитие получили пегматиты графической, апографической и блоковой структур с зонами сахаровидного альбита и линзовидными обособлениями кварц-слюдяных грейзенов. Отличительная особенность этих пегматитов — широкое развитие послемагматических процессов как автометасоматических (внутрипегматитовых), так и аллометасоматических, охватывающих значительные части гранитных массивов. В общем случае эти процессы односторонненны, но несколько отличаются масштабами проявления. Так, в пегматитовых телах широко проявлена автометасоматическая альбитизация, в то время как из аллометасоматических процессов преобладает грейзенизация.

Контакты с вмещающими породами секущие, лишь у единичных шпировидных тел, залегающих в гранитах заключительной фазы, отмечаются весьма постепенные переходы между гранитами и пегматитами. Экзоконтактовые изменения практически отсутствуют.

Сопоставление структурного положения, морфологии и внутреннего строения пегматитовых тел, а также взаимоотношения пегматитов с вмещающими гранитами свидетельствуют о наличии у пегматитов автономной активизации из различных пегматитовых районов целого ряда общих закономерностей.

1. Пегматиты формируются в консолидированных складчатых системах в связи с гранодиорит-гранит-лейкогранитной и гранит-лейкогранитной (аляскитовой) формациями, залегающей непосредственно в массивах гранитоидов всех интрузивных фаз. Выделяются две группы пегматитов в зависимости от структурного положения гранитов: а) залегающие в молодых складчатых системах, в которых этап активизации следует непосредственно после консолидации складчатости, т.е. такие пегматиты по своей геологической сути являются посторогенными; б) залегающие в древних складчатых системах, в которых этап активизации отделен от консолидации складчатости значительным промежутком времени.

2. Контакты пегматитовых тел первой группы с вмещающими гранитами повсеместно резкие секущие, экзоконтактовые изменения пород отсутствуют. У пегматитовых тел второй группы наряду с резкими секущими контактами встречаются, хотя и значительно реже, постепенные взаимопереходы во вмещающие граниты. В таких телах обычно отсутствуют графические и апографические пегматиты.

3. Морфология пегматитовых тел достаточно разнообразна. При этом для пегматитов первой группы характерны близкие к изометричным формы тел — неправильные гнезда, трубо- и штокообразные тела, короткие линзы, слабоудлиненные жилы с мощными раздувами, а для пегматитовых тел второй группы наряду с изометричными гнездами, шпировыми выделениями, штоками и мощными жилами характерны самой разнообразной конфигурации жилы с апофизами, раздувами и пережимами, ветвящиеся, V-, Г- и Т-образной формы, многочисленные прожилки.

4. Отчетлива зональность. В пегматитовых телах первой груп-

пы она, как правило, строго симметрична. Структуры замещения либо отсутствуют, либо развиваются эпизодически. Пегматитовым телам второй группы наряду с прямой зональностью свойственна фланговая и "обратная". Достаточно обычны замещающие комплексы преимущественно кварц-альбитового и реже кварц-слюдяного составов. Повсеместно отмечаются и структуры перекристаллизации, обычно апографическая. В части таких тел первичные магматические структуры отсутствуют.

5. Для пегматитовых тел первой группы характерны внутрипегматитовые камеры, частично или полностью выполненные друзами кварца, иногда микроклина и клевеландита. Реже встречаются хрусталеносные камеры растворения. В пегматитовых телах второй группы такие образования практически отсутствуют. Здесь большинство полостей является полостями растворения.

В табл. 1.1 представлена схема пегматитовых формаций изученных регионов, в которой кроме того кратко характеризуются их структурное положение, пегматитоносные граниты, положение пегматитовых тел относительно гранитных массивов материнских формаций, морфология пегматитовых тел.

Глава 2

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИИ ПЕГМАТИТОВ

Выше мы характеризовали историко-геолого-тектонические и структурно-морфологические особенности пегматитов нескольких пегматитовых районов, т.е. те особенности пегматитов, которые охватывает понятие "структурная специализация" /Бауман, Тишендорф, 1979/. В этой главе предлагается минералого-петрографическая характеристика пегматитов, т.е. анализ их минералогической специализации. При этом минералогическая специализация пегматитов рассматривается также как функция пространства и времени. Такой методический подход дает возможность совокупного анализа минералогической специализации геологических образований, позволяющего в положительном или отрицательном смысле прогнозировать возможность появления рудных концентраций в процессе образования и эволюции геологических формаций /Бескин, Марин, 1973; Марин, 1976; Строна, 1977; Бауман, Тишендорф, 1979; Аye e.a., 1978/.

Известная неоднородность пегматитов выражается в зональности пегматитовых тел, полей, провинций. Эта же неоднородность

проявляется в непостоянстве состава одноименных структурных зон в пегматитовых телах различной минералогической специализации. Вместе с тем более или менее отчетлива тенденция изменения сложности внутреннего строения пегматитовых тел от глубинности их формирования /Родионов, 1964; Никаноров, 1979/. Выше на основе анализа литературных материалов показано, что редкометалльные пегматиты в отличие от редкоземельных и мусковитовых имеют большее количество металлогенических типов. Нами уже отмечалась и другая важная особенность магматических пегматитов в регионах с многоэтапным магматизмом: на ранних этапах развития складчатых систем пегматиты сопровождают лишь заключительную фазу пегматитоносных формаций, в то время как гранитоиды поздних этапов тектоно-магматического развития этих систем сопровождаются пегматитами на всех фазах внедрения их /Иванов, 1980/, при этом, как правило, ранние и дополнительные фазы содержат небольшое количество пегматитовых тел, а главные фазы сопровождаются обширными пегматитовыми полями с обильными пегматитами /Иванов и др., 1980/.

Несмотря на неоднородность и гетерогенность пегматитовых образований, отмечается закономерная эволюция состава пегматитов на всех уровнях от отдельных зон в пегматитовом теле до всего сообщества гранитных пегматитов.

Каждая структурная зона в пегматитовом теле представляет собой минеральную ассоциацию со своим набором минералов и взаимоотношениями между ними и соответствует определенному периоду становления тела /Петровская, 1973/. В первом приближении их можно рассматривать как определенные парагенезисы минералов, отвечающие соответствующей стадии процесса /Гинзбург, 1960/. Однако многочисленные данные по минералогии пегматитов, особенно в регионах, где пегматитовый процесс проявился многократно, свидетельствуют о том, что наложенные минеральные парагенезисы в этих структурно-минералогических зонах имеют весьма существенное значение, особенно в тех случаях, когда на безрудные минеральные парагенезисы наложены региональные изменения, вызвавшие образование полезной акцессорной минерализации. Поэтому ниже, наряду с минеральным составом структурных зон пегматитовых тел, будут рассматриваться последовательно образовавшиеся минеральные парагенезисы в этих зонах.

Синорогенные пегматиты

Минеральный состав синорогенных пегматитов изучался во всех пегматитовых районах. Вместе с тем степень их изученности крайне неравномерна. В Прибайкалье, где метаморфические комплексы, к которым приурочены эти пегматиты, всесторонне исследуются более 100 лет, начиная с работ И.Д.Черского, достаточно подробно изучены состав метаморфических толщ, условия их

формирования и метаморфизма, особенности гранитизации на уровне гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма и различные пегматитовые образования. Вместе с тем в Южном Прибайкалье, где встречен особый тип метаморфогенных пегматитов; так называемые ортотектиты, формирование которых связано с региональным метаморфизмом на уровне гранулитовой фации, состав, последовательность и условия формирования этих и других пегматитов поздних этапов изучены пока недостаточно. Гораздо подробнее дано описание редкоземельных пегматитов докембрия в работах П.В.Калинина /1957, 1959/.

Синорогенные пегматиты Западного Прибайкалья соответствуют периоду региональной гранитизации и метаморфизму в условиях амфиболитовой фации.

В Приольхонском пегматитовом районе они залегают среди биотит-роговообманковых, роговообманково-биотитовых и биотитовых гнейсов и сланцев, реже — в бесслюдистых кварц-полевошпатовых сланцах и еще реже в мусковитсодержащих биотитовых гнейсах. Отчетливая хорошо выраженная зональность в пегматитовых телах, как правило, отсутствует. Эндоконтактные оторочки часто постепенно переходят во вмещающие породы и по составу близки им. Отличия заметны лишь в породах контрастных. Так, например, пегматиты, залегающие в бесслюдистых сланцах содержат в эндоконтактах биотит, который отсутствует в боковых породах.

От зальбандов к внутренним частям тел возрастает величина главных минералов и незначительно увеличивается количество кварца и калишпата за счет плагиоклаза и темноцветных минералов. Кристаллы полевых шпатов обычно ориентируются параллельно удлинению тел. Отмечаются линейные в плане участки, обогащенные крупными порфиробластами калишпата. Иногда встречаются выделения пегматитов с графической структурой. В таких разновидностях пегматитов калишпат преобладает над плагиоклазом. В нескольких жилах, смятых в складки совместно с вмещающими породами, в местах перегиба тел в раздувах отмечены линзовидные зоны апографического пегматита существенно плагиоклазового состава. Хотя количество этих пегматитов невелико, они представляют интерес в связи с тем, что степень катакластических изменений в них ниже, чем в других разновидностях: это, по-видимому, наиболее поздние образования, возможно, не связанные с пегматитами этапа генетически.

В табл. 2.1 дан средний состав различных структурных разновидностей пегматитов Приольхонского района и их минеральные ассоциации.

Наиболее распространенный минерал, на долю которого приходится до половины объема породы, — плагиоклаз. Он образует мелкие раздробленные кристаллы, иногда окруженные каймой новообразованных плагиоклазов. Цвет минерала серый, часто с бурыми оттенками. Количество анортитовой составляющей изменяется очень широко: от 28–35% в ранних генерациях до 20–24% поздних. От

Таблица 2.1

Минеральный состав синорогенных пегматитов Приольхонского пегматитового района, об. %

Минерал	Зона		Апографический пегматит (5)
	эндоконтакта (5)	внутренняя (5)	
Калишпат	9,6	15,4	22,6
Плагиоклаз	50,6	47,0	40,4
Кварц	27,8	31,0	30,8
Биотит	9,2	5,2	4,8
Роговая обманка	0,6	0,2	-
Мусковит	0,2	0,2	0,4
Гранат	0,8	0,2	0,2
Магнетит	1,0	0,4	0,2
Ортит	0,2	0,4	0,6

Примечание. Здесь и далее в скобках указано число подсчетов.

плагиоклазов других разновидностей пегматитов района он отличается минимальными содержаниями редких щелочей и достаточно высокими — бария и стронция.

Калишпат распространен во всех разновидностях синскладчатых пегматитов, однако, по крайней мере, в ранних структурных зонах он имеет эпигенетический характер. Повсеместно он представлен промежуточным микроклином с рентгеновской триклинностью (Δp) 0,6–0,8. По содержанию рассеянных элементов он близок калишпатам позднеорогенных пегматитов района. Биотит встречается в виде двух генераций. Ранняя — мелкочешуйчатый равномерно рассеянный преимущественно в приконтактных частях и поздний, образующий линейные агрегаты, тяготеющие к плоскостям катаклаза. Для первого характерны высокие концентрации бария — до 1000 г/т. Во второй генерации эти количества значительно ниже 690–760 г/т. Содержания других элементов в них близки. $Ng' = 1,650-1,655$; $f = 75-78^*$.

Мусковит в этих пегматитах редок. Из аксессуарных минералов, кроме указанных в табл. 2.1, встречается апатит, циркон и турмалин (последний только в апографических пегматитах).

Состав и внутреннее строение синорогенных пегматитов Бука-

* Здесь и далее в синорогенных пегматитах проанализированы минералы ранних ассоциаций, в которых процессы замещения имеют ограниченное развитие.

Таблица 2.2

Минеральный состав синорогенных пегматитов Букачанского пегматитового района, об. %

Минерал	Зона		Апографический пегматит (5)
	эндоконтакта (5)	внутренняя (5)	
Калишпат	8,2	13,4	23,0
Плагиоклаз	55,2	52,8	45,4
Кварц	24,8	26,8	26,2
Биотит	10,2	6,0	4,6
Роговая обманка	0,6	-	-
Мусковит	0,2	0,2	0,2
Магнетит	0,8	0,6	0,2
Ортит	-	0,2	0,4

чанского района близки аналогичным Приольхонского. Некоторые отличия заключаются лишь в том, что в Букачанском еще более высока степень динамических преобразований пегматитов, да несколько иное соотношение полевых шпатов (табл. 2.2).

Во всех структурных разновидностях пегматитов на долю плагиоклаза приходится более половины объема. Плагиоклаз серого цвета соответствует олигоклазу, наряду с которым эпизодически встречаются довольно крупные зерна (до 5 x 5 см) альбит-олигоклаза № 7-14 и мелкие корродированные кристаллы андезина высоких номеров (до 38).

Калишпат представлен микроклин-пертитом с углом $2V = 76^\circ$, $\Delta p = 0,6-0,7$. Пертитовые прожилки альбита удлинены в одном направлении с отчетливыми двойниками, швы которых ориентированы перпендикулярно удлинению вростков. Биотит коричневоый, с резким плеохроизмом. Чешуйки его нередко смяты, иногда срезаны под углом к плоскостной ориентировке текстуры. В мелкоблоковых пегматитах встречается крупнопластинчатый биотит другой генерации, отличающийся как оптическими свойствами, так и характером распределения в них редких элементов, прежде всего бария и рубидия; показатель преломления биотита первой генерации близок биотиту аналогичных пегматитов Приольхонского района ($Ng' = 1,648-1,654$), второй - несколько выше ($Ng' = 1,652-1,656$). Мусковит редок. В пегматитах гипидиоморфнозернистой структуры отмечается роговая обманка, повсеместно эпидотизированная, иногда замещенная эпидотом. Из других минералов обычны магнетит, ортит, апатит, циркон.

В одной из жил со стороны лежащего бока развит кварц-пла-

Таблица 2.3

Минеральный состав синорогенных пегматитов Хэнтэйского пегматитового района, об. %

Минерал	Зона		Апографический пегматит (3)
	эндоконтакта (4)	внутренняя (4)	
Калишпат	10,7	29,3	34,7
Плагиоклаз	51,7	35,7	22,3
Кварц	27,3	33,4	37,1
Биотит	6,8	5,1	3,4
Мусковит	-	0,2	0,8
Роговая обманка	1,7	0,9	0,6
Магнетит	1,6	1,0	0,6
Ортит	0,2	0,4	0,5

гиоклаз-мусковитовый агрегат с обильным гранатом, имеющим явно наложенный характер.

Последовательность формирования минеральных парагенезисов в каждом конкретном теле читается однозначно, но совокупная их картина вследствие разномасштабности наложенных процессов сложна и многообразна. Вместе с тем набор минеральных ассоциаций более или менее постоянен, хотя количество минеральных индивидуумов изменяется. В общем виде минеральные ассоциации синорогенных пегматитов Приольхонского и Букачанского районов и последовательность их формирования представляются так: $\text{Пл} + \text{Кв} + \text{Бт} \pm \text{Ро} \pm \text{Мгн} \rightarrow \text{Пл} + \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Бт} \pm \text{Мгн} \rightarrow \text{Пл} + \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Бт} \pm \text{Ортит} \rightarrow \text{Пл} + \text{Кпш} + \text{Кв} \pm \text{Бт} \pm \text{Мск} \pm \text{Гр} \pm \text{Ортит} \rightarrow \text{Кв} + \text{Пл} \pm \text{Мск}$.

В Хэнтэйском пегматитовом районе пегматиты синорогенной формации залегают в мелко- и среднезернистых роговообманковых, роговообманково-биотитовых и биотит-роговообманковых сланцах, мигматизированных среднезернистых биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсах, катаклазированных и серпентинизированных габбро. Отчетливая зональность в этих пегматитовых телах не наблюдается.

Подавляющий объем тел приходится на пегматиты гипидиоморфнозернистой структуры, переходящей участками в мелкоблоковую. Аплитовая оторочка встречается только в пегматитовых телах, залегающих в катаклазированных и серпентинизированных габбро. В единичных телах развита апографическая структура. Пегматиты таких зон заметно отличаются по составу от пегматитов других структурных разновидностей (табл. 2.3). Отмечались кроме того

секущие зоны кварц-плагиоклазовых метасоматитов, далеко уходящие за пределы тел в окружающие породы. В пегматитах состав таких зон близок альбититам, а во вмещающих породах — плагиоклазитам с высокой основностью плагиоклаза (андезин — лабрадор). В главной структурной разновидности гипидиоморфнозернистых пегматитах плагиоклаз — наиболее распространенный минерал. Он представлен олигоклазом (№ 17–30), зерна которого серого или желтовато-серого цвета обычно удлинённых форм (до 10 мм), часто корродированы микроклином и альбитом. От плагиоклазов других разновидностей он отличается низкими концентрациями щелочных элементов и высокими — бария. В апографических пегматитах распространён кислый олигоклаз (№ 10–18), в котором резко понижены концентрации бария, содержания же других элементов соизмеримы с главной разновидностью.

Калишпат — обычный минерал этих пегматитов, хотя в количественном отношении и уступает плагиоклазу. Он представлен микроклином с высокими углами оптических осей ($2V = 76^\circ$). По содержанию проанализированных редких элементов он близок калишпатам из пегматитов второго этапа тектоно-магматического развития Хэнтэйского пегматитового района.

Биотит из пегматитов гипидиоморфнозернистой структуры внутренних частей тел в количественном отношении лишь незначительно уступает эндоконтактам, однако состав редких элементов в биотите подвержен исключительно широким флуктуациям, вследствие значительных явлений перекристаллизации и частичного замещения. Во внутренних частях тел наряду с обычным мелкочешуйчатым биотитом, агрегаты которого образуют пластинчатые скопления, ориентированные согласно текстурам пегматитов, встречаются поперечно-секущие чешуйки, соизмеримые по величине с обычной разновидностью безусловно более поздние относительно этих пегматитов. В пегматитах с обильными порфиробластами линейная ориентировка биотитов теряется вообще, как это случается в гнейсах, претерпевших бластез / Kotovski, 1971 /. Показатели преломления главной разновидности биотита — 1,650–1,654.

В аксессуарных количествах встречаются роговая обманка, магнетит, ортит, апатит, циркон и эпизодически мусковит, тяготеющий лишь к зонам окварцевания.

В одной из жил, залегающих в габброидах, отмечаются вкрестсекущие линзовидные прожилки белых сахаровидных альбититов, состоящих почти нацело из олигоклаз-альбита (№ 7–13). Эти образования интересны еще и тем, что представляют собой одну из разновидностей кремнещелочных метасоматитов, которые далеко уходят за пределы пегматитовых тел во вмещающие габброиды, постепенно изменяя состав от альбититов к кварц-олигоклазитам и бескварцевым андезин-лабрадоритам.

В Керуленском пегматитовом районе синорогенные пегматиты залегают в биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсах и сланцах, часто мигматизированных. Большая часть тел сложена

Таблица 2.4

Минеральный состав синорогенных пегматитов Керуленского пегматитового района, об. %

Минерал	Зона эндо- контакта (5)	Пегматиты внутрен- них зон		Блоковый пегматит (3)
		гранитной структуры (3)	апографи- ческие (3)	
Калишпат	6,8	38,3	34,7	47,0
Плагиоклаз	58,5	28,1	24,7	18,2
Кварц	22,7	24,6	32,1	29,8
Бiotит	10,4	7,2	5,1	3,3
Мусковит	-	0,1	1,8	0,6
Роговая обманка	0,6	0,5	-	-
Гранат	-	0,3	0,6	0,4
Магнетит	0,8	0,5	0,6	0,4
Ортит	0,2	0,4	0,4	0,3

недифференцированными пегматитами гранитной структуры, среди которых эпизодически выделяются небольшие обособления мелкоблочковых пегматитов. Секущие пегматитовые тела имеют иное строение: с нечеткой зональностью, которая диагностируется, несмотря на высокую степень катаклаза и тех и других пегматитовых тел. Экзоконтактные изменения отсутствуют, но в реликтах (или ксенолитах) вмещающих биотит-роговообманковых гнейсов и сланцев проявлена обильная биотитизация, а с периферии они обогащены кварц-плагиоклазовым материалом.

Главные разновидности пегматитов этапа – пегматиты с гранитной структурой и значительно уступающие им апографические и блоковые пегматиты.

Минеральный состав пегматитов исключительно разнообразен, тем не менее некоторое представление о нем дают усредненные значения соотношений минералов, рассчитанные по четырем пересечениям в трех пегматитовых телах (табл. 2.4). В отличие от Хэнтэйского пегматитового района, где пегматиты первого этапа имеют существенно плагиоклазовый состав, в Керуленском все структурные разновидности характеризуются либо близкими количествами калишпата и плагиоклаза, либо преобладанием первого из них над вторым, лишь в эндоконтактах тел калишпат практически отсутствует.

Плагиоклаз в пегматитах гранитной структуры представлен олигоклазом (№ 24–32). Почти повсеместно кристаллы его корродированы микроклином, реже более кислыми плагиоклазами. Обыч-

ны миремкиты. Содержание редких элементов, особенно бария и рубидия, в них изменяются широко.

В апографических и блоковых пегматитах распространен олигоклаз, лишь незначительно отличающийся от плагиоклаза из пегматитов гранитной структуры, тем не менее содержание анортита в нем почти всегда ниже (№ 17-26).

Калишпат — интереснейший минерал синорогенных пегматитов Керуленского пегматитового района. Здесь развиты по крайней мере три последовательно формирующиеся генерации калишпата: калишпат I — в пегматитовой лейкосоме мигматитов, калишпат II — в пегматитовых телах зонального строения, имеющих секущие контакты с мигматитами и калишпат III, образующий разновеликие фенобласты в зонах катаклаза среди мигматитов и пегматитов зональных тел. Величина кристаллов изменяется от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Распределение редких элементов показывает их автономность только в содержаниях бария, количества же других элементов в них соизмеримы.

Биотит также представлен несколькими генерациями, из которых наиболее распространен мелкочешуйчатый биотит, развивающийся по плоскостям катаклаза в виде почти мономинеральных агрегатов, часто катаклазированных. По-видимому, эта же генерация образует обильные скопления вблизи эндоконтактов, где часты реликты и ксенолиты вмещающих пород. Они имеют густую бурую окраску, чем несколько отличаются от биотита других участков тел, имеющих зеленовато-бурый цвет. Количеством редких элементов эти разновидности существенно не отличаются друг от друга. Возможно, эта особенность обусловлена отличиями в содержаниях петрогенных элементов / Gorbatshev, 1972 /. Показатели преломления этих биотитов достаточно высоки: 1,642-1,650. Из других минералов, не отмеченных в табл. 2.4, встречаются сфен, апатит, ширтолит и эпизодически турмалин.

В табл. 2.5 даны содержания некоторых компонентов в плагиоклазах из синорогенных пегматитов, которые дополняют типоморфические характеристики минерала, изложенные выше. Некоторые региональные различия удобно проследить по пегматитам гипидиоморфнозернистой структуры, которые, как указывалось, занимают половину и больше объема тел синорогенных пегматитов, а в недифференцированных телах и весь их объем. По количеству анортитовой составляющей в плагиоклазах пегматиты Прибайкальского пояса несколько отличаются от пегматитов Хэнтэй-Керуленской провинции большей основностью и, напротив, характеризуются повышенными количествами бария и стронция. Букачанский район содержаниями бария и стронция в плагиоклазах резко отличается от других. Особенно контрастны количества стронция, в 3-4 раза превышающие его содержание в других изученных районах. Это обусловлено, по-видимому, особенностями состава вмещающих пород, поскольку структурное положение этих пегматитов, как показано выше, существенно не различается. Возможно, некоторые их осо-

Таблица 2.5

Состав плагиоклаза из синорогенных пегматитов пегматитовых районов

Минеральная ассоциация пегматита	Кол-во проб	An	K	Li	Rb	Cs	Ba	Sr
		%		г/т				
Букачанский								
Зоны эндоконтакта	5	32	0,42	Не обн.	12	2	390	370
Гипидиоморфно-зернистого	5	28	0,54	2	10	Не обн.	340	410
Мелкоблокового	5	24	0,40	2	15	2	280	290
Приольхонский								
Зоны эндоконтакта	5	35	0,34	2	14	Не обн.	220	130
Гипидиоморфно-зернистого	5	32	0,58	2	10	2	200	100
Апографического	5	22	0,35	4	18	2	180	140
Хэнтэйский								
Зоны эндоконтакта	4	26	Не обн.	4	15	2	220	140
Гипидиоморфно-зернистого	4	25	0,50	6	21	2	240	120
Апографического	3	16	Не обн.	6	26	4	110	60
Керуленский								
Зоны эндоконтакта	5	26	0,42	2	5	Не обн.	360	210
Гипидиоморфно-зернистого	3	20	0,61	4	16	2	260	130
Апографического	3	24	0,54	6	14	2	240	120
Мелкоблокового	3	22	0,38	6	18	2	160	80

бенности объясняются индивидуальностью эволюции регионов или общим поступательным "взрослением" земной коры, на что неоднократно указывал С.А.Никаноров /1975/.

Несмотря на некоторые отличия пегматитов районов составом плагиоклаза, они имеют много общего. Так, все плагиоклазы соответствуют олигоклазу высоких номеров или андезин-олигоклазу. Содержание щелочных элементов в них несопоставимо ниже, чем

Таблица 2.6

Состав калишпата из синорогенных пегматитов пегматитовых районов

Минеральная ассоциация пегматита	Кол-во проб	Δр	Na, %	Li	Rb	Cs	Ba	Sr
				г/т				
Букачанский								
Гипидиоморфнозернистого	3	0,65	1,20	Не обн.	90	3	3680	440
Мелкоблокового	5	Нет ан.	1,40	2	120	6	2420	380
Приольхонский								
Гипидиоморфнозернистого	5	0,70	1,10	2	230	4	620	220
Апографического	5	Нет ан.	0,80	2	210	6	560	180
Мелкоблокового	2	"	0,90	2	250	6	430	180
Хэнтэйский								
Гипидиоморфного	4	Нет ан.		4	290	4	890	360
Керуленский								
Гипидиоморфнозернистого	3	Нет ан.	1,3	4	240	Не обн.	2480	370
Апографического	3	"	Нет ан.	6	260	2	1860	310
Мелкоблокового	2	"	1,10	2	290	4	1140	260

в пегматитах других пегматитовых формаций /Шмакин, 1976; Солодов, 1969; и др./ . Близкий характер распределения этих элементов зафиксирован и в калишпатах, и в биотитах (табл. 2.6, 2.7). В минералах пегматитов Хэнтэй-Керуленской провинции содержания редких щелочей заметно выше, чем в Прибайкальском поясе, а пегматиты Букачанского района кроме того выделяются содержанием цезия и бария. Минеральные ассоциации в главных структурных разновидностях пегматитов Хэнтэйского и Керуленского пегматитовых полей резких различий не имеют. Однако последовательность их формирования неодинакова. Так, для Хэнтэйского района эти характеристики имеют вид: $Pl + Kfs + Po \pm Bt \pm Mg$ — $Pl + Kfs \pm Kfs + Bt \pm Po \pm Mg \pm Or$ — $Pl + Kfs + Kfs + Bt \pm$

± Мгн ± Ортит → Кпш + Кв ± Пл ± Бт → Кв + Пл ± Мск → Кв + Мск (серицит) → Кв + Алб; для Керуленского района: Пл + Кв + Пр ± Ро → Пр + Кв ± Кпш ± Ро ± Бт ± Мгн → Пл + Кпш + Кв ± Бт ± Мгн ± Ортит → Кпш + Пл + Кв + Бт → Кпш + Бт ± Кв → Алб + Кв → Кпш + Бт.

Таким образом, ранние минеральные ассоциации синорогенных пегматитов всех изученных регионов достаточно близки. Пегматиты же структур замещения и перекристаллизации несколько различаются прежде всего количественными соотношениями минералов, а поздние, заключительные парагенезисы в этих районах различны. В Прибайкалье, например, пегматитовый процесс завершается кварц-мусковитовым замещением (парагенезис Кв + Пл + Мск), которое имеет локальное распространение; в Хэнтэйском районе регионально проявлено интенсивное окварцевание – Кв + Мск (серицит) с последующей альбитизацией (Кв + Алб), а в Керуленском локальная калишпатизация (Кпш + Бт ± Кв) сменяется локальной альбитизацией (Алб + Кв), которая, в свою очередь, сменяется региональной калишпатовым бластезом (Кпш + Бт).

Вместе с тем минеральные ассоциации пегматитов главных структурных разновидностей и определяются составом ранних парагенезисов, что объясняет близость минеральных ассоциаций синорогенных пегматитов изученных районов.

Региональные отличия, выражающиеся прежде всего в обогащении пегматитов Хэнтэй-Керуленской провинции калишпатом, объясняются, по-видимому, не только особенностями метасоматических преобразований, имеющих локальное развитие, но и особыми региональными причинами, одной из которых безусловно является влияние вмещающих пород: в Западном Прибайкалье в строении метаморфических толщ большая роль принадлежит основным интрузивным и эффузивным образованиям и карбонатным породам, в то время как в Хэнтэй-Керуленской провинции они играют подчиненную роль /Этапы ..., 1974; Гептнер, 1974; Иванов и др., 1980/.

Позднеорогенные пегматиты

Как уже отмечалось, позднеорогенные пегматиты широко распространены во всех изученных пегматитовых районах. В Букачанском и Приольхонском районах в количественном отношении и по площади распространения это главная разновидность пегматитов. Одна из особенностей этих пегматитов – исключительно широкий диапазон флуктуаций состава главных минералов, и прежде всего полевых шпатов.

Внутреннее строение и минеральный состав поздне- и постскладчатых пегматитовых тел несколько различны. Те и другие залегают в самых разнообразных метаморфических породах пояса и приуроченных к ним габброидах. Несмотря на относительно прос-

Таблица 2.7

Состав биотита из синорогенных пегматитов
пегматитовых районов

Минеральная ассоциация пегматита	Кол-во проб	Ng'	K, %	Li	Rb	Cs	Ba	Sr
				г/т				
Букачанский								
Зоны эндоконтакта	2	1,648	5,60	-	220	40	2860	90
Гипидиоморфно-зернистого	2	1,650	6,40	-	240	66	2800	140
Мелкоблокового	2	1,654	6,10	-	320	80	1920	80
Приольхонский								
Зоны эндоконтакта	3	1,646	6,20	-	380	40	820	130
Гипидиоморфно-зернистого	8	1,653	6,20	-	450	36	740	40
Апографического	4	1,644	5,40	-	630	74	700	90
Хэнтэйский								
Зоны эндоконтакта	1	Не обн.	6,80	125	420	48	620	120
Гипидиоморфно-зернистого	2	1,652	7,40	195	480	25	670	50
Апографического	1	1,658	6,60	260	930	65	630	80
Керуленский								
Зоны эндоконтакта	1	1,642	Нет ан.	140	410	26	1960	180
Гипидиоморфно-зернистого	3	1,646	"	140	520	32	1920	40
Апографического	2	1,650	"	160	530	44	960	60
Мелкоблокового	1	Нет ан.	"	190	690	48	680	60

тое строение позднесинскладчатых пегматитов по сравнению с постскладчатыми, одноименные структурные зоны в тех и других схожи и по строению, и по набору главных минералов. Позднесинскладчатые пегматиты специально изучались в Букачанском и Приольхонском пегматитовом районах.

В Букачанском пегматитовом районе среди позднесинскладчатых пегматитов преобладают структурные разновидности — гипидиоморфнозернистая и апографическая. Они характеризуются близкими соотношениями главных минералов (табл. 2.8). Из других

Таблица 2.8

Минеральный состав позднеорогенных пегматитов
позднесинскладчатых тел Букачанского пегматитового района, об.%

Минерал	Зона эндо- контакта (6)	Пегматит		
		гипидиоморф- нозернистый (9)	графиче- ский (4)	апографи- ческий (5)
Калишпат	14,2	32,9	60,2	31,1
Плагиоклаз	47,5	32,0	9,4	32,7
Кварц	25,3	28,1	27,3	29,4
Биотит	10,8	5,2	2,4	4,1
Мусковит	1,2	0,6	0,3	0,8
Турмалин	-	0,2	-	0,6
Гранат	-	0,2	-	0,8
Прочие	1,0	0,8	0,4	0,5

структурных зон эпизодически встречаются графическая и блоковая (существенно калишпатовые) и аплитовая (существенно плагиоклазовая). В некоторых телах проявлен интенсивный калишпатовый бластез и кварц-мусковитовое замещение.

Таким образом, общая последовательность образования минеральных ассоциаций имеет вид: Пл + Кв + Кпш ± Бт ± Мгн →
→ Кпш + Пл + Кв ± Бт → Кпш + Кв ± Пл + Бт → Кпш + Пл +
+ Кв ± Бт ± Мск ± Турм ± Гр → Кпш + Кв → Кпш + Бт →
→ Кв + Мск ± Пл.

В табл. 2.8 показан состав позднесинскладчатых тел пегматитов Букачанского района. В гипидиоморфнозернистых и апографических пегматитах помимо отмеченных в таблице встречаются достаточно часто магнетит, циркон, ортит, роговая обманка, графит, сульфиды. Близость состава пегматитов апографической и гипидиоморфнозернистой структур — одна из интересных особенностей района, которая не повторяется в других районах Прибайкальского пояса и Хэнтэй-Керуленской провинции.

Плагиоклаз в пегматитах Букачанского района представлен несколькими генерациями: плагиоклаз I развит в эндоконтактах тел, плагиоклаз II — в пегматитах гипидиоморфнозернистой структуры (наиболее распространенная разновидность), плагиоклаз III — в графических пегматитах, в сростаниях с кварцем и микроклином (наименее распространенная разновидность), плагиоклаз IV — в апографических пегматитах, плагиоклаз V — в блоковых. Наиболее подробно изучены лишь те генерации, которые имеют повсеместное

Таблица 2.9

Состав плагиоклаза из позднесинскладчатых тел позднеорогенных пегматитов пегматитовых районов

Минеральная ассоциация пегматита	Кол-во проб	An	K	Li	Rb	Cs	Ba	Sr
		%		г/т				
Букачанский								
Зоны эндоконтакта	4	34	0,7	2	8	Не обн.	880	360
Гипидиоморфно-зернистого	8	30	1,3	4	10	"	800	340
Апографического	5	24	1,1	2	12	2	710	180
Блокового	2	20	0,6	2	10	2	620	120
Приольхонский								
Зоны эндоконтакта	16	32	0,6	2	12	2	780	86
Гипидиоморфно-зернистого	22	28	0,7	4	12	2	160	60
Апографического	17	22	0,8	4	15	2	105	56
Блокового	11	20	1,4	2	16	2	86	42

распространение: из первичных (собственно магматических) структур – плагиоклаз I и II, из структур перекристаллизации и замещения – плагиоклаз IV и V.

Плагиоклаз зон эндоконтактов представлен серыми идиоморфными, иногда раздробленными зернами величиной до 5 мм. Количество анортитовой составляющей в нем изменяются от 26 до 48%. Обычные содержания – 30–38%, количества щелочных элементов в них минимальны (табл. 2.9). Плагиоклаз из гипидиоморфнозернистых пегматитов белого, серого, буровато-серого цветов достигает величины 10 мм. Он более ксеноморфен по отношению к плагиоклазу I. По количеству редких элементов эти генерации близки, но плагиоклаз II выделяется аномально высокими значениями бария и стронция. Анортитовая составляющая, как правило, не превышает 34%, а обычные содержания – 28–32%. В них выше, чем в других плагиоклазах позднесинскладчатых пегматитов, содержания калия, достигающие 1,8%. Плагиоклаз IV из пегматитов апографической структуры обычно белого цвета, до 4 см в длину, ксеноморфный, соответствует олигоклазу высоких номеров, наряду с которым эпизодически встречаются кислые олигоклазы. По составу эти плагиоклазы близки олигоклазам из блокового пегматита.

Наиболее распространены калишпаты в пегматитах гипидиоморфнозернистой, графической, апографической и блоковой структур.

Таблица 2.10

Состав калишпата из позднесинскладчатых тел позднеорогенных пегматитов пегматитовых районов

Минеральная ассоциация пегматита	Кол-во проб	Δp	Na, %	Li	Rb	Cs	Ba	Sr
				г/т				
Букачанский								
Гипидиоморфно-зернистого	18	0,6	0,90	Не обн.	240	2	2430	390
Графического	4	0,8	0,80	2	280	2	2380	380
Апографического	14	0,7	1,10	2	280	4	1400	190
Блокового	5	0,9	1,20	2	260	4	1320	170
Приольхонский								
Гипидиоморфно-зернистого	18	0,8	1,10	2	260	6	650	150
Графического	7	0,9	0,90	4	300	4	500	70
Апографического	14	0,8	1,20	4	310	6	420	72
Блокового	5	0,9	0,80	2	280	5	300	50

Калишпат из пегматитов гипидиоморфнозернистой структуры серого или розовато-серого цвета интенсивно корродирован плагиоклазом. Обычны вроски кварца, мусковита. Рентгеновская триклинность калишпата из пегматитов этой структуры Букачанского района несколько ниже (0,50–0,70), чем в Приольхонском (0,68–0,92). Содержания щелочных элементов в них минимальны, а бария максимальны, при этом в Букачанском районе количества бария и особенно стронция всегда выше, чем в Приольхонском (табл. 2.10). Другие генерации калишпатов этих районов близки. Пегматиты графической структуры повсеместно соседствуют с блоковым и апографическим пегматитами. Калишпат из графического пегматита розовато-серого цвета длиной до 6 см представлен микроклином с рентгеновской триклинностью от 0,7 до 0,9, причем в Приольхонском районе преобладают последние. Угол оптических осей изменяется от 72 до 80°.

В апографических и блоковых пегматитах желтовато-розовые и розовато-серые калишпаты величиной до 10 см в поперечнике представлены промежуточным и максимальным микроклином с рентгеновской триклинностью от 0,6 до 1,0. В калишпатах из апографических пегматитов зафиксированы максимальные количества щелочных элементов, а в блоковых – минимальные бария и стронция.

Биотит встречается во всех структурных разновидностях пег-

Таблица 2.11

Состав биотита из позднеинскладчатых тел позднеорогенных пегматитов пегматитовых районов

Минеральная ассоциация пегматита	Кол-во проб	Ng'	K, %	Rb	Cs	Ba	Sr
Букачанский							
Зоны эндоконтакта	4	1,644	6,20	120	84	4680	85
Гипидиоморфно-зернистого	7	1,652	6,50	140	105	3600	80
Апографического	4	1,656	7,20	160	112	2610	75
Блокового	2	1,650	7,34	180	120	2250	60
Приольхонский							
Зоны эндоконтакта	11	1,646	6,10	670	118	560	54
Гипидиоморфно-зернистого	17	1,648	5,50	748	135	480	46
Апографического	17	1,654	7,10	765	182	410	42
Блокового	10	1,650	7,60	810	186	380	40

матитов. В зонах эндоконтактов и в гипидиоморфнозернистых пегматитах это обычно мелкочешуйчатый биотит, величина кристаллов которого редко превышает 5 x 5 мм. В пегматитах апографической структуры наряду с мелкочешуйчатым биотитом повсеместно развит пластинчатый, причем последний преобладает и по величине, и по количеству, а в блоковых пегматитах встречается только пластинчатый биотит (до 6 x 6 см). Мелкие же чешуйки биотита присутствуют в виде вростков в полевых шпатах и кварце. Цвет биотита всех генераций и разновидностей коричневатого-черный. Он изобилует вростками кварца. В некоторых пластинках биотита из апографических пегматитов отмечены чешуйки мусковита. Особенности состава биотитов иллюстрируются табл. 2.11.

Пегматитовые тела Приольхонского района по строению и составу близки пегматитам Букачанского района, хотя и обладают целым рядом индивидуальных черт. Из пегматитов магматических стадий кристаллизации здесь также главенствуют аплитовидные и гипидиоморфнозернистые, но значительно шире, чем в Букачанском, развиты зоны графических пегматитов. Из пегматитов стадий перекристаллизации и замещения преобладают апографические. Блоковые пегматиты имеют подчиненное распространение. Из наложенных процессов, помимо калишпатизации и кварц-мусковитового замещения, проявлена альбитизация. Последовательность становления ми-

Таблица 2.12

Минеральный состав позднеорогенных пегматитов позднескладчатых тел Приольхонского пегматитового района, об. %

Минерал	Зона эндо- контакта (33)	Пегматит		
		гипидиоморф- нозернистый (33)	графичес- кий (24)	апографи- ческий (35)
Калишпат	15,3	41,6	58,3	49,6
Плагиоклаз	41,0	21,2	11,0	13,8
Кварц	28,4	29,9	28,5	30,9
Биотит	12,3	4,3	1,9	2,7
Мусковит	1,8	0,4	-	0,1
Турмалин	-	0,6	-	0,9
Гранат	0,2	0,6	-	1,3
Магнетит	0,6	0,5	0,1	0,1
Ортит	-	0,1	-	0,1
Прочие	0,4	0,8	0,2	0,5

неральных ассоциаций такова: $\text{Пл} + \text{Кв} + \text{Кпш} \pm \text{Бт} \pm \text{Мгн} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Пл} \pm \text{Бт} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} \pm \text{Пл} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Пл} + \text{Кв} \pm \text{Бт} \pm \text{Мск} \pm \text{Турм} \pm \text{Гр} \pm \text{Мгн} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} \pm \text{Пл} \pm \text{Мск} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Бт} \rightarrow \text{Кв} + \text{Мск} \pm \text{Пл} \rightarrow \text{Кв} + \text{Алб} \pm \text{Гр}$.

Минеральный состав пегматитов Приольхонского района представлен в табл. 2.12. Главные минералы этих пегматитов — калишпат, кварц, плагиоклаз и биотит. При этом калишпат в 2 раза и более преобладает над плагиоклазом.

Плагиоклаз образует несколько генераций: плагиоклаз I — в эндоконтактах тел, плагиоклаз II — в пегматитах гипидиоморфнозернистой структуры, плагиоклаз III — в графических, плагиоклаз IV — в апографических, плагиоклаз V — в блоковых пегматитах, плагиоклаз VI — в зонах кварц-мусковитового замещения и плагиоклаз VII (альбит) — в участках альбитового замещения. Ниже будут рассмотрены генерации плагиоклаза и других минералов только наиболее распространенных минеральных ассоциаций. Плагиоклаз эндоконтактов — главный минерал аплитовидных пегматитов, на долю которого приходится до 40% и более объема этой структурной разновидности. Мелкие (до 5 мм) идиоморфные, часто корродированные кристаллы серого цвета представлены андезин-олигоклазами (№ 28–36), лишь отдельные индивиды в пегматитовых телах, залегающих в мраморах и габбро, имеют большую основность. Содержание калия невысоко, меньше чем в пегматитах дру-

гих структурных разновидностей Приольхонского района и во всех разновидностях Букачанского района. Количество бария и стронция в них выше, чем в позднесинскладчатых пегматитах Приольхонского района, но в два, а стронция в четыре и более раз ниже, чем в аналогичных пегматитах Букачанского (см. табл. 2.9). В пегматитах гипидиоморфнозернистой структуры розовато-серые и серые зерна плагиоклаза, до 2,5 см в длину, представлены олигоклазом высоких номеров. В них несколько больше калия и редких щелочей, а количества бария и стронция, наоборот, ниже, чем в пегматитах эндоконтактов. В апографических и блоковых пегматитах на долю плагиоклаза (без учета альбита пертитовых вростков в калишпатах) приходится чуть больше 10%. Он представлен олигоклазом № 15-25 с довольно высоким значением калиевой компоненты (см. табл. 2.9). Количество редких щелочей здесь выше, чем в других разновидностях, бария — минимальны, а стронция в плагиоклазах из блоковых пегматитов — соизмеримы с плагиоклазом эндоконтактов.

Калишпат распространен в виде четырех главных генераций: калишпат I — в минеральных ассоциациях гипидиоморфнозернистых пегматитов, калишпат II — в графических, калишпат III — в апографических и калишпат IV — в блоковых пегматитах. Во всех этих структурных разновидностях на долю калишпата приходится от 35 до 65% объема пород. Величина кристаллов калишпата колеблется от 2-4 см в гипидиоморфнозернистых пегматитах до 10 см в поперечнике — в блоковых. Ранние генерации отличаются пониженными значениями рентгеновской триклинности (0,75-0,85) по сравнению с поздними (0,85-0,95), хотя эти отличия незначительны. В калишпатах из апографических пегматитов максимальны значения щелочей — выше, чем в других позднесинскладчатых пегматитах пояса.

В этих же структурных разновидностях пегматитов Приольхонского района изучен биотит. Количество его изменяется от 15 в эндоконтактах тел до 1,0% в графических пегматитах. В пегматитах эндоконтактов биотит развит в виде мелкочешуйчатых агрегатов, а в гипидиоморфнозернистых пегматитах наряду с мелкочешуйчатым встречаются удлиненные пластинки, расположенные в интерстициях между полевыми шпатами и кварцем. Они отличаются высокими значениями содержаний бария и стронция, относительно высокой железистостью ($f = 82\%$) и пониженными количествами щелочных элементов Ливанов, Шмакин, 1973/. В апографических и блоковых пегматитах биотит образует крупнопластинчатые изометричные кристаллы с относительно невысокими показателями преломления — 1,650-1,654, которые тем не менее выше, чем в пегматитах магматических структур. Биотиты из этих структурных разновидностей содержат больше щелочей и меньше щелочноземельных элементов, чем мелкочешуйчатый биотит. Пегматиты позднесинскладчатых тел достаточно надежно отличаются от синорогенных пегматитов количествами редких элементов. Эту особенность можно использовать для их расчленения (на что указывалось и нами,

и другими авторами /Изох, Кравцов, 1962; Иванов, Шмакин, 1972; и др./) даже на основе полуколичественного спектрального анализа.

От пегматитов Букачанского района позднесинскладчатые пегматиты Приольхонского района отличаются прежде всего последовательностью выделения заключительных ассоциаций минералов и содержанием в них редких элементов, прежде всего щелочных и бария. Высокие концентрации бария в главных минералах пегматитов, по-видимому, главное региональное отличие этих пегматитов. Постскладчатые пегматиты в количественном отношении значительно уступают позднесинскладчатым, тем не менее они характеризуются наибольшим набором структурных разновидностей, они же слагают крупные тела.

В Букачанском пегматитовом районе главную часть объема постскладчатых тел занимают пегматиты гипидиоморфнозернистой, апографической и блоковой структур. На долю пегматитов аплитовой и графической структур и кварцевого ядра приходится не более 10% объема. Минеральный состав этих тел представлен в табл. 2.13. Цифровой материал, характеризующий средние значения, дает лишь ориентировочную информацию о составе отдельных структурных зон, поскольку интервалы колебаний содержания главных минералов и в Букачанском, и в Приольхонском районах исключительно широки (см. табл. 2.13; табл. 2.14). По содержанию полевых шпатов пегматиты принадлежат к плагиоклаз-микроклиновым и микроклин-плагиоклазовым. При этом первичные структуры этих разновидностей также существенно различаются соотношением полевых шпатов.

Последовательность выделения минеральных ассоциаций пегматитов Букачанского района такова: $\text{Пл} + \text{Кв} + \text{Кпш} + \text{Бт} \pm \text{Мгн} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Пл} + \text{Бт} \pm \text{Мгн} \pm \text{Турм} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Пл} \pm \text{Бт} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Пл} + \text{Бт} \pm \text{Мск} \pm \text{Гр} \pm \text{Турм} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Пл} \pm \text{Мск} \rightarrow \text{Кв} + \text{Мск} \pm \text{Пл} \pm \text{Пл} \pm \text{Кпш} \rightarrow \text{Кв} \pm \text{Пл} \pm \text{Мск} \rightarrow \text{Кв} \pm \text{Мск} \rightarrow \text{Алб} + \text{Кв}$.

Главные генерации плагиоклаза: плагиоклаз I в эндоконтактах тел, плагиоклаз II - в пегматитах гипидиоморфнозернистых, плагиоклаз III - в графических, плагиоклаз IV - в апографических, плагиоклаз V - в блоковых, плагиоклаз VI - в кварцевых ядрах, плагиоклаз VII - в зонах кварц-мусковитового замещения, плагиоклаз VIII (альбит) - в зонах кварц-альбитового замещения.

Плагиоклаз эндоконтактов содержится в количествах 45,3-59,1%. Он расположен в пегматитах аплитовой или гипидиоморфнозернистой структуры (в том случае, когда аплитовая оторочка отсутствует). Это желтовато-серые идиоморфные кристаллы величиной до 8 мм, соответствующие олигоклазу высоких номеров. Внешне и характером распределения редких элементов эти плагиоклазы почти не отличаются от плагиоклаза I из позднесинскладчатых тел этого же района (табл. 2.15), лишь содержания анортитовой составляющей и стронция в них несколько ниже. Так же близок

Таблица 2.13,

Минеральный состав постскладчатых тел позднеорогенных пегматитов Букачанского пегматитового района, об. %

Минерал	Зона эндоконтакта (3)	Пегматит				Кварцевое ядро (4)
		гипидиоморфнозернистый (5)	графический (4)	апографический (7)	блоковый (5)	
Калишпат	12,6	37,6	47,5	36,4	38,4	-
Плагиоклаз	52,6	25,1	22,9	25,5	24,0	5,8
Кварц	26,3	29,8	27,4	31,7	33,1	92,6
Биотит	6,9	4,5	1,4	1,8	1,2	-
Мусковит	-	0,4	0,3	2,8	1,9	1,2
Гранат	0,2	0,5	0,1	0,7	0,5	-
Турмалин	-	0,8	-	0,7	0,6	0,1
Магнетит	1,1	0,8	0,1	0,1	0,1	0,1
Ортит	-	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2
Роговая обманка	0,4	0,3	0,1	0,2	-	-

Таблица 2.14

Минеральный состав постскладчатых тел позднеорогенных пегматитов Приольхонского пегматитового района, об. %

Минерал	Зона эндоконтакта (18)	Пегматит				Кварцевое ядро (24)
		гипидиоморфнозернистый (26)	графический (18)	апографический (26)	блоковый (22)	
Калишпат	10,8	34,5	52,3	28,6	46,6	-
Плагиоклаз	49,8	25,0	17,9	28,1	28,0	4,0
Кварц	24,7	30,1	27,2	34,7	21,4	95,5
Биотит	11,9	6,2	2,0	2,2	0,6	0,1
Мусковит	0,2	0,9	0,4	3,8	2,1	0,3
Гранат	0,2	0,8	-	1,1	0,4	-
Турмалин	-	1,2	-	1,3	0,8	-
Магнетит	1,8	0,8	0,1	-	-	-
Ортит	-	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Роговая обманка	0,6	0,4	-	-	-	-

Таблица 2.15

Состав плагиоклаза из постскладчатых тел позднеорогенных пегматитов
Букачанского (I) и Приольхонского (II) районов

Минеральная ассоциация пегматита		Кол-во проб	An	Na	K	Li	Rb	Cs	Ba	Sr
			%			г/т				
I	Зоны эндоконтакта	4	26	Нет анализа	0,7	2	6	2	460	290
	Гипидиоморфнозернистого	4	26		0,8	4	10	4	450	310
	Графического	2	20		0,6	2	20	4	320	380
	Апографического	5	22		0,8	4	18	2	290	320
	Блокового	2	20		0,7	5	18	2	280	330
	Кварц-мусковитового замещения	4	20		0,7	4	20	4	380	420
	Кварцевого "	4	16		0,6	4	24	4	310	220
	Кварц-альбитового "	1	4		0,2	Не обн.	10	2	60	50
II	Зоны эндоконтакта	4	28	Нет ан.	0,6	4	14	2	220	180
	Гипидиоморфнозернистого	4	26	8,25	0,6	5	16	4	148	160
	Графического	1	24	Нет ан.	0,5	5	14	2	180	180
	Апографического	2	24	9,10	0,7	6	19	4	160	120
	Блокового	4	20	8,50	0,7	6	18	4	130	130
	Кварц-мусковитового замещения	10	22	8,57	0,5	6	20	5	140	120
	Кварцевого "	7	17	9,80	0,4	6	32	3	140	120
	Кварц-альбитового "	5	8	8,62	0,3	5	12	4	40	36

плаггиоклазу эндоконтактов плаггиоклаз II, удаленный от контактов тел. Его содержание изменяется от 19,6 до 36,3%. В нем немного больше лития и цезия, но эти отличия ничтожны. Иные типоморфные характеристики свойственны плаггиоклазу III, содержащемуся в количествах 15,1–18,3%. Его кристаллы – белого цвета, обычно удлиненные, соответствуют олигоклазу № 18–23. В нем повышено количество рубидия и значительно понижены барий и стронций.

Плаггиоклазы из пегматитов апографических структур отличаются от плаггиоклаза У лишь величиной. Первые обычно не превышают 6 см в поперечнике, а вторые достигают величины крупных блоков 30 x 20 x 20 см. В них повышены содержания лития, но меньше бария и стронция по сравнению с пегматитами магматических структур. Количества плаггиоклаза в этих структурных разновидностях близки 19,7–36,1 и 12,7–36,5% соответственно. В плаггиоклазах зон кварцевого и кварц–мусковитового замещения повышены количества всех элементов кроме стронция. Последняя генерация плаггиоклаза представлена альбитом, в котором количества всех редких элементов минимальны.

Калишпат содержится во всех минеральных ассоциациях первичных зон кристаллизации, в апографическом и блоковом пегматитах, в зонах кварц–мусковитового замещения. В процентном отношении он преобладает в графических пегматитах, но поскольку большую часть объема тел занимают пегматиты гипидиоморфнозернистой, апографической и блоковой структур, то именно эти генерации калишпатов (калишпаты II, IV и У) пользуются наибольшим распространением.

Калишпат I эндоконтактов тел составляет 8,7–14,3% объема породы. Он образует ксеноморфные розовато–серые кристаллы величиной до 4 мм. В зонах гипидиоморфнозернистой структуры наряду с ксеноморфным появляется в виде удлиненных зерен идиоморфный калишпат, при этом в отдельных разновидностях количество его достигает 45% и более. Вообще же содержание калишпата II изменяется от 20,3 до 46,7%. От калишпата I он отличается большей крупностью зерен и их формой. Состав же их близок (табл. 2.16). Калишпат III в графических пегматитах содержится в количествах от 40,0 до 60,5%. Это розовый или серый минерал, длина кристаллов которого достигает 5 см. Он представлен микроклин–пертитом с рентгеновской триклинностью 0,85. По составу он несколько отличается от ранних калишпатов лишь меньшими количествами бария и стронция.

Все последующие генерации минерала связаны со структурами перекристаллизации и замещения. Калишпат IV в апографических пегматитах белого цвета, до 6 см в поперечнике, в количествах от 24,5 до 46,5%. Он повсеместно представлен микроклин–пертитом. По своим оптическим свойствам он не отличается от калишпата У из блоковых пегматитов, но значительно уступает ему по величине. Кристаллы калишпата У достигают величины 20 x 40 x 60 см. Это максимальный микроклин ($\Delta p = 0,90$).

Таблица 2.16

Состав калишпатов из постскладчатых тел позднеорогенных пегматитов
Букачанского (I) и Приольхонского (II) районов

Минеральная ассоциация пегматитов	Кол-во проб	Δp	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Sn
			%		г/т					
I Зоны эндоконтакта	4	Нет	ан.	0,92	2	240	2	6420	386	Нет ан.
Гипидиоморфнозер- нистого	4	"		0,90	4	280	4	6400	380	"
Графического	2	0,85	8,80	0,95	4	310	4	5370	276	2
Апографического	5	Нет	0,80	0,80	4	380	6	4350	180	Нет ан.
Блокового	4	0,90	9,40	0,75	6	450	6	3290	176	2
Кварц-мусковитового	2	Нет	ан.	0,60	6	530	12	2210	80	Нет ан.
II Зоны эндоконтакта	4	0,80	Нет ан.	0,80	3	270	6	940	160	2
Гипидиоморфнозерни- стого	18	0,80	8,40	0,90	4	290	10	880	140	2
Графического	11	0,90	8,30	0,85	4	270	16	810	95	2
Апографического	20	0,87	8,80	1,20	5	407	12	730	60	3
Блокового	18	0,92	10,80	0,70	8	560	20	620	86	3
Кварц-мусковитового	4	0,95	10,20	0,72	8	750	22	100	90	3

Калишпат в зонах кварц-мусковитового замещения редок. Это белый, иногда желтовато-белый, еще реже бесцветный микроклин. Он выделяется среди других генераций более высокими концентрациями щелочей, особенно рубидия и цезия, и резко пониженными содержаниями бария и стронция. Вообще калишпаты ранних генераций накапливают в 2-3 раза больше щелочноземельных элементов, в то время как содержания щелочей, особенно рубидия, в них заметно меньше.

От калишпатов из позднесинскладчатых пегматитов они резко отличаются содержаниями бария. Остальные оптические и типохимические свойства калишпатов ранних генераций позднесин- и постскладчатых пегматитов близки. Калишпаты же из поздних минеральных ассоциаций различаются существенно.

Биотит распространен в эндоконтактах тел гораздо шире, чем в других структурных зонах. Здесь на его долю приходится от 4,5 до 10,5% объема (см. табл. 2.13). Изучены четыре генерации минерала: биотит I - в эндоконтактах тел, биотит II - в гипидиоморфнозернистом пегматите (наиболее распространенная генерация), биотит III - в апографическом и биотит IV - в блоковом. Ранние минерально-структурные зоны содержат преимущественно мелкочешуйчатый бурый биотит с показателем преломления по $N_g = 1,648-1,652$ и относительно невысоким количеством калия. По составу эти генерации биотита постскладчатых тел аналогичны биотитам позднесинскладчатых. Лишь количества бария в них в 1,5-2 раза меньше (табл. 2.17).

Биотиты из зон перекристаллизаций и замещения образуют пластинчатые кристаллы. Площадь отдельных индивидов достигает значительных размеров: 30 x 30 см. Показатели преломления в них выше, чем в ранних генерациях. Биотиты из позднесинскладчатых пегматитов отличаются от биотитов постскладчатых тел содержаниями щелочных элементов и бария. Особенно контрастны в них концентрации рубидия и бария.

В Приольхонском пегматитовом районе постскладчатые пегматитовые тела также характеризуются наибольшим разнообразием структурных разновидностей. Однако пегматиты магматических структур здесь имеют резко подчиненное значение. Основной объем тел в малых по величине простых жилах приходится на пегматиты апографической структуры; в крупных сложных телах - на блоковый пегматит, или кварцевое ядро, или на блоковый пегматит и кварцевое ядро; в жилах, подвергшихся кварц-мусковитовому замещению, на апографический пегматит и кварц-мусковитовый комплекс.

Общая последовательность формирования минеральных парагенезисов такова: $Pl + Kв + Kпш \pm Mск \pm Mgн \pm Po \rightarrow Kпш + Pl + Kв + Bт \pm Mск \pm Турм \pm Gr \pm Mgн \rightarrow Kпш + Kв + Pl \pm Bт \rightarrow Kв + Pl + Kпш + Mск \pm Bт \pm Турм \pm Gr \rightarrow Kпш + Pl + Kв \pm Mск \pm Турм \pm Bт \rightarrow Kв + Mск \pm Kпш \pm Pl \rightarrow Kв \pm Pl \pm Mск \rightarrow Алб + Kв.$

Таблица 2.17

Состав биотита из постскладчатых тел позднеорогенных пегматитов
Букачанского (I) и Приольхонского (II) районов

Минеральная ассоциация пегматита		Кол-во проб	Ng	K, %	Rb	Cs	Ba	Sr	Sn
					г/т				
I	Зоны эндоконтакта	2	1,652	6,70	140	60	2600	80	-
	Гипидиоморфнозернистого	2	1,648	6,40	264	68	2350	50	-
	Апографического	4	1,645	8,80	310	66	1800	46	-
	Блокового	4	1,648	8,90	480	52	1640	48	-
II	Зоны эндоконтакта	3	1,650	6,60	840	170	620	45	16
	Гипидиоморфнозернистого	6	1,644	7,40	1224	240	650	38	20
	Апографического	9	1,640	9,60	2180	315	510	30	20
	Блокового	4	1,639	10,20	2576	336	360	32	24
	Поздний секуший биотит	2	1,641	9,70	2184	464	140	28	24

Наибольшее количество генераций образуют кварц (8) и плагиоклаз (7). Порядок выделения генераций плагиоклаза тот же, что и в пегматитах Букачанского района. Вместе с тем имеются некоторые региональные различия, главные из которых — более широкие диапазоны флуктуаций минерала и состав редких элементов, преимущественно в плагиоклазах ранних генераций (магматические ассоциации). Так, количество плагиоклаза в эндоконтактных оторочках изменяется от 6,5 до 18,7%, хотя среднее значение несколько уступает количеству плагиоклаза I в Букачанском районе (см. табл. 2.15). В них, кроме того, несколько больше редких щелочей и значительно меньше щелочноземельных элементов (см. табл. 2.15). Основность выше — 26–34% анортитовой составляющей. В плагиоклазах из гипидиоморфнозернистых структур различных районов эти отличия еще более контрастны. Так, содержания бария в плагиоклазах из пегматитов Букачанского района почти на порядок выше, чем в Приольхонском. Эти же особенности характеризуют пегматиты графических структур.

Плагиоклаз из пегматитов структур перекристаллизации средними значениями содержаний уступает кварцу и калишпату во всех минеральных ассоциациях. Однако в отдельных разновидностях всех структурных зон его содержания достигают 40% и более. Так, в апографических пегматитах интервалы колебаний 15,5–48,0%, в блоковом — 18,6–42,5%, в кварц–мусковитовом комплексе до 25%. Величина белых, а иногда бесцветных кристаллов олигоклаза достигает 20 см в поперечнике. Количество анортитовой составляющей постепенно сокращается от апографического пегматита к кварц–альбитовому замещающему комплексу от 24 до 8%. В плагиоклазах зон кварцевого и особенно кварц–мусковитового замещений несколько возрастает содержание бария.

Калишпат распространен и в первичных структурных разновидностях магматического этапа формирования постскладчатых тел и в постмагматических, причем в объемном отношении это главный минерал пегматитов. Хотя содержание его в наиболее распространенных минеральных ассоциациях изменяется в широких пределах (в гипидиоморфнозернистых пегматитах — от 15,5 до 52,0%, в апографических — от 20,5 до 55,0, в блоковых — от 22,0 до 62,5%), в среднем калишпат всегда преобладает над плагиоклазом.

Калишпат первичных минеральных ассоциаций — мелкозернистые микроклины величиной от долей миллиметра до 0,8–1,0 см, лишь в графических пегматитах отдельные индивиды достигают длины 5–7 см. Цвет серый или розовато-серый. Рентгеновская триклинность — 0,7–0,95. Содержание натрия изменяется от 0,8 до 0,9%. Количеством редких щелочей и стронция он практически не отличается от калишпатов аналогичных структур позднесинскладчатых пегматитов, лишь концентрации бария заметно различаются (см. табл. 2.9, 2.16).

Калишпаты из структур замещения и перекристаллизации отличаются величиной и составом. В пегматитах апографической струк-

туры величина отдельных кристаллов достигает 8 см (в поперечнике), а в блоковом пегматите — 1 м³. Цвет минерала обычно белый, розовато-белый, желтовато-белый, реже встречается амазонит с густой голубовато-зеленой окраской. Все эти разновидности представлены максимальным микроклином. $\Delta\rho = 0,85-1,0$. Количество натрия с учетом пертитовых вростков достигает 2,6%, без их учета — 0,6-0,8%. По содержанию редких щелочей, особенно рубидия и цезия, эти калишпаты существенно отличаются от микроклинов первичных структурных зон. Особенно разительно меняются концентрации бария, его количества от ранних генераций к поздним сокращаются в 4-5 раз и более.

В некоторых калишпатах, представляющих практический интерес как керамическое сырье высокого качества, изучен химический состав (вес.%):

№ п/п	Пегматитовое поле	Кол-во проб	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO+Fe ₂ O ₃
1	Бирхинское	2	65,32	18,04	0,10
2	Бугульдейское	2	65,28	18,81	0,13
3	Букачанское	2	66,04	17,98	0,11

№ п/п	Пегматитовое поле	Кол-во проб	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
1	Бирхинское	2	0,09	14,14	2,31
2	Бугульдейское	2	0,06	13,56	2,16
3	Букачанское	2	0,13	13,76	1,88

Все разновидности калишпата отобраны из блоковых пегматитов. Четыре первые (1 и 2) пробы калишпатов — из постскладчатых пегматитов Приольхонского района, а последняя — из аналогичных пегматитов Букачанского. Все отвечает основным требованиям ГОСТа для электроизоляционной, художественно-фарфоровой, абразивной, электродной и стекольной промышленности: $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2) < 0,15\%$, $(\text{CaO}+\text{MgO}) \ll 1,0\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \gg 13\%$, $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} \gg 4$.

Таким образом, калишпаты Прибайкальского пояса близки по качеству хорошо известным пегматитам Бирхинского поля, которые обрабатываются в качестве керамического сырья уже более 100 лет.

Подробно изучены слюды в постскладчатых пегматитах Прибайкальского пояса. В Приольхонском пегматитовом районе содержание биотита в главных структурных разновидностях пегматитов изменяется в очень широком диапазоне. Особенно значительны эти колебания в первичных минеральных ассоциациях. Так, в эндоконтактах тел количество биотита изменяется от 2,9 до 16,1%, в гипидиоморфнозернистых пегматитах — от 1,3 до 10,9%, в графических — от 0,6 до 6,5%, т.е. минимальные значения ниже максимальных в 3-10 раз. В поздних минеральных ассоциациях эти ко-

Таблица 2.18

Химический состав биотитов из постскладчатых пегматитов Приоль

Минеральная ассоциация пегматита	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Зоны эндоконтакта	36,49	4,60	15,30	6,31	16,84
	36,68	3,96	16,20	5,26	17,38
Гипидиоморфнозернистого	38,60	4,54	15,80	3,85	16,95
	38,62	3,65	14,70	4,96	17,20
	37,71	3,64	16,40	3,68	17,60
	39,68	4,60	15,05	4,10	18,24
	36,99	3,62	16,13	5,41	18,68
Апографического	34,98	3,82	16,34	3,84	20,15
	36,61	3,20	16,60	5,18	19,30
	38,46	2,38	15,78	7,12	18,67
	37,73	2,91	17,16	4,32	19,24
	33,71	3,24	16,48	3,54	22,32
	36,31	2,62	17,32	4,80	18,24
	36,38	3,58	16,50	2,92	20,71
Блокового	37,01	3,44	15,64	3,92	20,20
	35,68	3,62	16,80	5,20	18,00
	34,17	2,74	17,20	6,10	20,51
	37,80	2,60	16,70	5,60	17,90
	42,16	2,88	16,20	3,80	16,02
	40,84	1,95	15,80	2,70	21,12
Кварцевого ядра и позднего секущего биотита	41,53	2,52	15,92	4,27	18,24
	39,64	1,34	16,14	8,12	19,25
	38,15	1,83	15,72	7,16	22,41
	42,00	2,12	14,91	8,84	14,12

Примечание. В пересчете на 100% без учета фтора.

личества не настолько контрастны. В апографических пегматитах — 0,8–3,7%, в блоковых — 0,8–4,5%. В кварцевых ядрах почти всегда присутствует биотит трещинный, постпегматитовый, количества которого изменяются от 0,1 до 12,0%. Многими работами показана роль биотита в пегматитовом процессе /Знаменский, Шмакин, 1966; и др./, особенности его типоморфизма в связи с условиями петрогенезиса /Батиева, Бельков, 1971; Хамрабаев и др., 1972; Козлов и др., 1978/ и значение этих особенностей в поисковой

хонского района, вес. %

MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	F
0,62	0,54	8,59	6,80	0,84	0,40	2,65	Нет ан.
0,54	0,61	8,13	7,20	0,76	0,36	2,92	"
0,42	0,92	7,32	7,45	0,62	0,32	3,21	0,3
0,36	0,64	8,13	7,54	0,56	0,24	3,40	0,2
0,25	0,68	7,54	8,95	0,48	0,21	2,76	0,4
0,51	0,75	6,80	6,70	0,32	0,35	2,90	0,4
0,64	0,60	6,40	7,30	0,51	0,42	3,30	0,3
0,60	0,45	6,82	8,84	0,26	0,30	3,60	0,4
0,55	0,50	4,70	9,70	0,31	0,23	3,12	0,5
0,64	0,72	2,14	10,60	0,12	0,42	2,95	0,4
0,60	0,54	3,54	10,41	0,20	0,21	3,14	0,4
0,45	0,82	4,21	11,40	0,22	0,44	3,17	0,3
0,36	0,62	5,16	10,26	0,06	0,35	3,90	0,5
0,64	0,66	4,20	8,90	0,23	0,34	4,24	0,4
0,34	0,35	3,67	11,20	0,12	0,24	3,87	0,5
0,67	0,45	4,52	10,32	0,10	0,44	4,20	0,6
0,42	0,28	4,34	9,91	0,22	0,31	3,80	0,5
0,52	0,71	3,61	11,30	0,17	0,34	2,75	0,5
0,36	0,60	2,74	10,74	0,08	0,27	4,15	0,5
0,44	0,48	1,84	10,61	0,12	0,30	3,80	0,6
0,24	0,36	2,67	10,32	0,32	0,44	3,17	0,6
0,94	0,31	1,20	8,12	0,31	0,98	3,65	0,8
0,97	0,32	1,16	8,32	0,30	0,82	2,84	0,5
0,85	0,28	2,34	9,54	0,25	0,60	4,15	0,6

практике /Иванов и др., 1978/. Действительно, биотиты существенно меняют состав петрогенных элементов даже внутри пегматитового тела от одной минеральной ассоциации к другой. В табл. 2.18 показан химический состав биотитов из пегматитов Приольхонского района. От первичных, магматических, пегматитов к пегматитам перекристаллизации закономерно возрастает роль кремнезема и щелочей, менее отчетливо — железа и кристаллизационной воды, отчетливо понижается — титана и магния, менее значительно — кальция.

Общие закономерности этой эволюции хорошо иллюстрируются положением биотитов на диаграмме Е.Хайнриха /Heinrich, 1946; Костов, 1971/. Пегматиты магматических структур на этой диаграмме ложатся на поле гранитов, а пегматиты структур перекристаллизации смешаются с каждой последующей по времени выделения минеральной ассоциацией в сторону снижения магнезиальности и повышения относительной роли двухвалентного железа. Исключительно закономерно, хотя и незначительно, накопление фтора от биотитов ранних генераций к поздним. По-видимому, этим объясняется некоторое снижение показателей преломления биотитов, определенных оптическим путем (см. табл. 2.17), в то время как общая железистость биотитов в этом направлении заметно возрастает от 60–70 до 92%. На подобный эффект указывал В.В.Потапьев /1964/ в биотоках Кольванского массива, хотя в нашем случае концентрации фтора несколько ниже. В биотитах из пегматитов магматических структур резко повышены количества натрия. Такие концентрации не характерны для пегматитов других районов Восточной Сибири /Мануйлова и др., 1966; Макагон, Шмакин, 1964/. Они приближаются по этому показателю к некоторым пегматитам Индии /Babu, 1969/ или превышают их.

Закономерно поведение редких элементов. Концентрации редких щелочей возрастают в 2–3 раза на фоне закономерного сокращения содержаний бария и стронция.

Мусковит – обычный минерал поздних минеральных ассоциаций пегматитов. Хотя он часто встречается и в ранних ассоциациях (от 0 до 2,0% в гипидиоморфнозернистых пегматитах, 0 – 1,3% – в графических), эти содержания несоизмеримо ниже, чем в пегматитах поздних структурных разновидностей (0,5–6,3% – в апографических, 0,2–4,2 – в блоковых, 4,5–12,0% – в кварц-мусковитовом комплексе, а в жилах его количество превышает 20% /Иванов, 1975/). Обычно выделяют от семи до пяти генераций пегматитов: в участках гидролиза калишпатов, в зонах кварц-мусковитового замещения, в зонах кварцевого замещения, в зонах альбитизации и в зонах растворения кварца /Шмакин, 1976/. В Приольхонском пегматитовом районе все эти генерации отмечались нами, но некоторые из них имеют исключительно ограниченное развитие, а мусковит ранней генерации настолько мелок, что практически не поддается отбору. Ранее уже были изучены три основные генерации мусковита в этих пегматитах /Иванов, Шмакин, 1973/. Ниже приводится их краткая характеристика с привлечением нового материала. Мусковит I распространен в зонах аутометасоматических преобразований, преимущественно в апографических пегматитах, мусковит II – в кварц-мусковитовом комплексе, мусковит III – в зонах кварцевого замещения и мусковит IV – в зонах альбитового замещения.

В табл. 2.19 представлены химические составы мусковитов этих генераций двух районов Прибайкальского пегматитового пояса – Приольхонского и Букачанского. Все изученные разновидности мус-

ковитов по составу главных компонентов близки между собой. Поэтому соседние генерации отличаются друг от друга крайне незначительно. Однако, поскольку изменения содержаний главных компонентов закономерны и однонаправлены, то удаленные по времени генерации заметно отличаются. Так, мусковит III обеднен по сравнению с мусковитом I титаном, глиноземом, кальцием, незначительно двухвалентным железом, в то же время в нем выше концентрации трехвалентного железа, магния, воды и фтора. От ранних генераций к поздним закономерно поведение лишь последних двух компонентов. Остальные концентрируются лишь в какой-то генерации: железо двухвалентное — в первой и второй, натрий — во второй и третьей, железо трехвалентное — во всех поздних генерациях и т.д.

Региональные отличия также не очень контрастны, тем не менее отчетливы. Так, в мусковитах Букачанского района более высокие значения суммарного железа, магния, суммы щелочей и особенно фтора, и напротив, они отличаются меньшей глиноземистостью от мусковитов Приольхонского района. Интересно, что тенденция обогащения магнием мусковитов из зон кварцевого замещения характерна и для других пегматитов Восточной Сибири, в частности для Мамского района /Шмакин, Макрыгина, 1969/. Минимальны же значения этого компонента в мусковитах из зон альбитового замещения.

Поведение редких элементов более закономерно. От ранних генераций к поздним количество щелочных элементов последовательно от генерации к генерации возрастает, а бария и стронция, наоборот, сокращается. Как и другие минералы пегматитов Букачанского района, мусковиты отличаются более высокими концентрациями бария по отношению к пегматитам Приольхонского района, а количества рубидия и цезия в них ниже (табл. 2.20).

В зонах альбитового замещения мусковит — единственный минерал-концентратор щелочных компонентов. Здесь концентрации этих элементов, особенно рубидия и цезия, в 2–6 раз выше, чем в мусковитах других минеральных ассоциаций.

Помимо этих детально охарактеризованных породообразующих минералов из пегматитов Прибайкальского пояса в них повсеместно присутствует магнетит, достаточно обычны гранат, турмалин, ортит, роговая обманка, реже — аксессуарный берилл и другие. Достаточно подробно они освещены ранее /Иванов, Шмакин, 1980/.

Хэнтэйский пегматитовый район изучен с гораздо меньшей детальностью, чем пегматитовые районы Прибайкальского пояса, а позднеорогенные пегматиты здесь практически не изучались. Лишь в последние годы появились работы, посвященные этим пегматитам, но в них рассматриваются исключительно вопросы геологии пегматитов позднеорогенного этапа развития региона /Иванов и др., 1980, 1981/. В количественном отношении это наименее распространенные пегматиты района, не имеющие практического значения. Тем не менее интерес к ним не случаен по ряду причин. Их изуче-

Таблица 2.19

Химические составы мусковитов из постскладчатых пегматитов При

№ п/п	Минеральная ассоциация	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	Апографического пегматита	45,00	0,72	34,80	0,76	1,76
2		43,44	0,84	36,32	0,80	1,44
3		45,50	0,32	33,97	0,94	1,53
4	Кварц-мусковитового комплекса	44,03	0,27	36,14	2,79	
5		44,01	0,75	34,36	2,40	0,92
6		44,43	1,20	34,36	2,21	0,93
7		43,73	0,80	35,31	0,91	1,34
8		44,86	0,62	33,94	1,06	1,64
9		45,04	0,52	33,42	0,96	1,72
10		44,75	0,30	34,17	1,28	1,41
11		45,91	0,37	32,93	1,16	1,38
12		45,70	0,36	32,37	1,42	0,96
13	Зон альбитового замещения	44,28	0,68	35,09	1,72	0,94

Примечание. Пробы 1,2,4-7, 10,11, 13 - из пегматитов Букачанского района.

ние позволяет прежде всего проследить общую эволюцию пегматитообразования в геологической цепи каледонский магматизм - герцинский магматизм - мезозойский магматизм, т.е. рассмотреть все геологические ситуации, приводящие к пегматитообразованию в длительной истории района; это уникальный район, где пегматиты залегают в различных породах по уровню их метаморфизма - непосредственно в эндоконтактах гранитов, в метаморфических породах позднего рифея - раннего кембрия и в породах среднего палеозоя, претерпевших контактово-метаморфические изменения на уровне зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Пегматиты, залегающие в эндоконтактах гранитоидных массивов и гранитах ранних фаз герцинского интрузивного этапа, несколько отличаются от пегматитов эндоконтактов гранитных массивов. Последовательность выделения минеральных ассоциаций этих пегматитов можно представить в виде следующей схемы: Кпш + Пл + Кв + Бт ± Мск → Кпш + Кв + Пл ± Бт ± Мск ± Турм → Кпш + Кв + Пл + Мск ± Бт → Кв + Пл ± Мск → Кв + Пл ± Мск ± Кпш.

байкальского пояса, вес. %

	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	F
Не обн.	0,48	0,72	9,36	0,84	0,64	4,92	0,06	
"	0,64	0,68	10,14	0,42	0,34	4,94	0,11	
0,02	0,53	0,83	10,43	0,76	0,43	4,74	0,08	
0,04	0,70	0,30	10,46	0,82	4,45	Не обн.		
0,02	0,70	0,50	9,99	1,35	5,00	0,07		
0,02	0,35	0,59	10,46	0,65	4,80	0,09		
0,03	0,18	0,88	10,54	0,75	0,45	5,08	0,11	
0,02	0,21	1,36	9,80	0,94	0,58	4,97	0,32	
0,03	0,16	1,09	10,73	0,64	0,48	5,21	0,24	
Не обн.	0,21	1,11	9,84	0,86	0,65	5,42	0,38	
0,04	0,32	1,02	10,14	0,74	0,45	5,54	0,42	
0,03	0,27	1,30	10,76	0,92	0,57	5,34	0,51	
0,02	0,15	0,40	10,08	0,67	0,83	5,14	0,44	

Приольхонского района; 3, 8, 9, 12 - из пегматитов

Наибольшим распространением пользуются апографические пегматиты, затем по степени распространения следуют блоковые, гипидиоморфнозернистые пегматиты и кварц-мусковитовый комплекс.

Состав пегматитов иллюстрируется табл. 2.21. Из других минералов встречаются берилл, магнетит, апатит, касситерит. Главный минерал этих пегматитов - калишпат. Он преобладает даже в приконтактовых частях тел. От периферии к центру тел закономерно растут величина кристаллов (от 0,4 до 8 см в поперечнике) и количество калишпата, при этом изменяется и его состав.

Минеральные ассоциации пегматитов, залегающих среди метаморфических толщ, отличаются большим разнообразием. В самом общем виде последовательность их выделения иллюстрирует следующая схема: Пл + Кв ± Кпш ± Ро → Пл + Кпш + Кв ± Бт ± Мгн + ± Мск → Кпш + Кв ± Пл ± Бт → Кпш ± Кв + Пл + Мск ± Бт + ± Турм → Кпш + Кв + Пл + Мск → Кв + Пл ± Мск → Кв + Пл + Мск.

Среди метаморфических пород, претерпевших слабые метамор-

Таблица 2.20

Редкие элементы в мусковитах постскладчатых тел позднеорогенных пегматитов Букачанского (I) и Приольхонского (II) районов, г/т

Минеральная ассоциация	Кол-во проб	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Sn	Pb
I Апографического пегматита	4	32	120	12	1200	60	3	2
Кварц-мусковитового комплекса	3	24	130	20	1280	60	5	2
Мусковита по биотиту	5	22	120	20	1000	40	5	4
Зон кварцевого замещения	3	45	260	30	320	20	4	4
II Апографического пегматита	6	40	280	15	340	32	4	4
Кварц-мусковитового комплекса	14	48	440	20	220	24	8	6
Мусковита по биотиту	5	42	420	40	340	24	10	6
Зон кварцевого замещения	8	52	480	44	280	24	12	4
Зон альбитового замещения	3	62	944	86	100	16	5	2

фические преобразования на уровне фации зеленых сланцев, пегматиты встречаются редко. Но тем не менее их состав несколько отличается, особенно в эндоконтактах пегматитовых тел. Здесь встречаются крупные шестоватые кристаллы эпидота, чешуйки хлорита в парагенезисе с кварцем, кальцит, пирит. Мусковит в таких телах отсутствует. Главный минерал пегматитов, залегающих среди метаморфических пород, — плагиоклаз, который незначительно преобладает над калишпатом во всех структурно-минералогических зонах кроме графических пегматитов.

Составы главных минералов пегматитов, залегающих в границах и в метаморфических породах, несколько отличаются (табл. 2.22 и 2.23). Плагиоклазы первых из них в приконтактных частях тел соответствуют олигоклазам (№ 18–24), в то время как у вторых это олигоклаз-андезины (№ 22–36). Во внутренних же частях тел они близки: № 14–20 и № 16–24 соответственно. Все минералы эндоконтактов пегматитов, залегающих среди метаморфических пород, обогащены барием и стронцием. Особенно контрастны эти отличия в биотитах. Мусковиты из кварц-мусковитового комплекса, представленные крупными пластинчатыми кристаллами (до 30 см²), в тех и других пегматитах морфологически схожи, тем не менее

Таблица 2.21

Минеральный состав позднеорогенных пегматитов Хэнтэйского района, об. %

Минерал	Пегматитовые тела									
	эндоконтактов гранитных массивов (6)					залегающие в метаморфической толще (5)				
	Пегматит			Кварц- мускови- товый комплекс	Зона эн- докон- такта	Пегматит				Кварц- мускови- товый комп- лекс
	Гранитной структуры	Апогра- фичес- кий	Блоко- вый			Гипидио- морфо- зерни- стый	Графи- ческий	Апогра- фический	Блоко- вый	
Калишпат	31,8	43,0	45,7	6,3	7,8	26,7	44,3	26,1	37,2	12,3
Плагиоклаз	27,8	16,8	17,7	32,6	55,4	35,7	21,9	29,6	23,3	46,2
Кварц	26,5	32,9	29,8	43,4	24,2	28,4	27,2	32,1	31,4	40,3
Биотит	6,4	3,4	1,3	-	11,7	7,9	5,3	3,2	1,7	-
Мусковит	0,8	2,7	4,8	17,3	-	0,4	0,9	7,3	5,4	18,2
Гранат	-	0,4	0,2	0,1	-	0,2	-	0,6	0,4	0,1
Турмалин	0,3	0,5	0,4	-	-	-	-	0,7	0,5	-
Магнетит	-	-	-	-	0,9	0,5	0,4	-	0,1	-
Прочие	-	0,3	0,1	0,3	-	0,2	-	0,4	-	0,2

Таблица 2.22

Состав минералов из пегматитов, залегающих в эндоконтактах гранитных массивов Хэнтэйского района

Минеральная ассоциация пегматита	Кол-во проб	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Sn
		%			г/т				
Плаггиоклаз									
Зоны эндоконтакта	2	1,14	7,82	2	12	Не обн.	210	120	-
Апографического	2	0,60	8,80	6	20	3	180	100	-
Блокового	3	0,92	8,64	5	18	3	150	90	-
Калишпат									
Зоны эндоконтакта	2	8,86	2,16	2	200	6	880	150	2
Апографического	3	9,92	1,20	3	325	10	740	140	3
Блокового	4	10,74	0,76	2	640	14	420	120	3
Биотит									
Зоны эндоконтакта	2	7,25	0,16		2630	280	520	46	10
Апографического	4	7,32	0,28		3120	325	510	40	20
Блокового	2	7,42	0,14		3800	359	340	36	22
Мусковит									
Апографического	2	7,60	1,80	455	740	150	320	32	12
Кварц-мусковитового комплекса	6	8,70	1,02		1120	140	200	26	24

Таблица 2.23

Состав минералов из позднеорогенных пегматитов, залегающих в метаморфических породах Хэнтэйского района

Минеральная ассоциация пегматита	Кол-во проб	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Sn	Be
		%		г/т						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Плагиоклаз										
Зоны эндоконтакта	1	0,90	6,80	2	10	2	260	140	-	-
Гипидиоморфнозернистого	2	0,62	7,92	3	10	2	220	110	-	-
Апографического	2	1,30	8,30	3	18	3	120	95	-	-
Блокового	2	0,86	8,10	4	15	4	130	95	-	-
Калишпат										
Зоны эндоконтакта	1	8,86	1,90	2	180	5	930	160	-	-
Гипидиоморфнозернистого	1	9,90	1,68	3	210	5	820	140	-	-
Графического	1	9,80	1,30	4	240	6	630	140	3	-
Апографического	4	10,60	1,20	4	410	10	340	120	3	-
Блокового	4	10,92	0,70	3	440	10	110	98	4	-
Биотит										
Зоны эндоконтакта	2	6,54	0,40	256	2006	95	760	80	6	1
Гипидиоморфнозернистого	2	7,14	0,32	260	2135	90	720	82	6	1
Графического	1	7,40	0,06	230	1860	110	640	64	4	Не обн.
Апографического	2	7,32	0,12	480	2045	165	470	53	12	2

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Блокового		2	6,82	0,15		2185	215	480	40	16	2
Поздний секущийся биотит		1	7,70	0,52		3240	280	210	32	20	4
Мусковит											
Апографического		4	7,40	0,60	210	480	95	430	36	10	5
Блокового		2	7,50	1,12	266	510	135	210	26	8	6
Кварц-мусковитового комплекса		3	8,30	1,90	440	765	140	200	20	16	8

по составу редких элементов, особенно лития и рубидия, они существенно отличаются. Калишпаты ранних генераций отличаются друг от друга не так существенно, как в блоковых пегматитах.

Помимо уже охарактеризованных пегматитов непосредственно в гранитах отмечаются своеобразные пегматитовые тела выполнения с мелкоблоковой структурой, отвечающие по составу апографическим пегматитам тел, залегающих в гранитах (см. табл. 2.21). Здесь же встречаются маломощные зоны (2-6 см) замещения в гранитах, где развивается кварц-мусковитовый агрегат. Несмотря на то что масштабы этого процесса невелики, степень замещения значительна с почти полной переработкой исходных гранитов и полной перестройкой их текстур. Особенно отчетливо этот процесс наблюдается в тех зонах замещения, которые ориентированы вдоль трещин, имеющих секущее положение относительно текстур гранитов. По составу такие кварц-мусковитовые агрегаты в гранитах отвечают кварц-мусковитовому комплексу пегматитовых тел.

Керуленский пегматитовый район, как уже отмечалось (см. гл. 1), издавна известен находками мусковитовых пегматитов, хотя крупные месторождения мусковита здесь пока не известны. При геологическом картировании территории найдены пегматитовые тела с крупным мусковитом (до 100 см²) в большой излучине р. Керулен (Северо-Керуленский рудный пояс; Геология МНР, т. III, 1977). Позднее мусковитовые пегматиты с обильным пластинчатым мусковитом (более 4x4 см) обнаружены западнее и юго-западнее сомона Хэнтэй /Иванов и др., 1980/, а

севернее сомона Ундер-Хан пегматитовые тела с кварц-мусковитовым комплексом, содержащим столбчатый мусковит размерами до 6x8 см и высотой кристаллов до 3 см /Иванов и др., 1983/. Поскольку сведений о составе этих пегматитов в геологической литературе нет, мы остановимся на них несколько подробнее.

Позднеорогенные пегматиты Керуленского района залегают преимущественно среди верхнепротерозойско-нижнепалеозойских метаморфических пород: кристаллических сланцев и мигматизированных гнейсов, главным образом в эндоконтактах гранитных массивов, где степень метаморфических преобразований выше за счет телекопирования регионально метаморфических и контактово-метаморфических изменений в ареале до 2 км от контактов гранитоидных тел. Меньшая часть тел сосредоточена в эндоконтактах самих массивов. В отдельных участках массивов насыщение пегматитами исключительно велико, но такие пегматиты обычно не мусковитоносны. Детально эти пегматиты изучались севернее аймачного центра Ундер-Хан.

В непосредственном эндоконтакте развиты обильные пегматитовые тела, выполняющие три системы трещин: северо-восточную, северо-западную (обе близки к субширотной) и субширотную. Длина тел достигает 100 м и более. Мощность в раздувах до 5 м. Строение тел зональное. Обычные структуры пегматитов: апографическая и гранитная, реже мелкоблоковая. Текстуры массивные или слабогнейсовидные. В них преобладает розовый калишпат (40-50%), кварц (28-40%), плагиоклаз (18-24%), биотит (0-5%). В акцессорных количествах присутствуют роговая обманка, мусковит, магнетит, сфен. Отдельные относительно крупные жилы с блоковыми пегматитами во внутренних частях тел отличаются простым строением.

В одной из жил, пересекающей крупный ксенолит биотит-роговообманковых сланцев, развит кварц-мусковитовый комплекс. Жила имеет северо-восточное простирание (60-65°) с крутым падением на северо-запад. Длина жилы более 30 м, максимальная мощность - 4,5 м. Жила имеет симметрично зональное строение. Эндоконтактная зона сложена пегматитами гранитной структуры. В месте контакта со сланцами в лежачем боку развита зона пегматитов с аплитовой структурой, а в всياчем эндоконтакте - кварц-мусковитовый комплекс. Биотит-роговообманковые сланцы также подвержены мусковитизации и окварцеванию. Линзовидные обособления кварц-мусковитового замещающего комплекса отмечаются и на удалении от ксенолита в всياчем эндоконтакте, однако размеры их значительно меньше. В этих участках помимо кварца (до 46%) и мусковита (до 12%) постоянны альбит-олигоклаз № 9-16 (до 22%), калишпат (до 20%), берилл, гранат, гематит, магнетит, апатит, турмалин.

Пегматитовые жилы, залегающие в метаморфической толще, особенно маломощные, по строению также просты, хотя имеют большее количество структурных разновидностей - аплитовую, гра-

нитную, графическую и апографическую. В отличие от них в крупных полнодифференцированных пегматитовых телах (сложные жилы с раздувами, мощные линзы, штокообразные тела) наибольшим распространением пользуются структуры перекристаллизации и замещения: апографическая, блоковая, зоны кварцевого и кварц-мусковитового замещения. У этих тел отчетливы эндоконтактные изменения, выражающиеся в обильной биотитизации, фельдшпатизации, окварцевании и мусковитизации. От корневых частей к апикальным резко сокращается объем пегматитов с аплитовой и гранитной структурами. Иногда они в апикальных частях отсутствуют вообще.

Минеральный состав пегматитов представлен в табл. 2.24. Обнаруживается исключительная близость состава пегматитов, залегающих в эндоконтактах гранитных массивов Керуленского района, аналогичным пегматитам Хэнтэйского. Иную картину представляют собой пегматиты метаморфической толщи, характеризующиеся значительными флуктуациями как внутри районов, так и в провинции в целом. По-видимому, сказывается прежде всего влияние вмещающих пород на состав пегматитов.

Общая последовательность становления минеральных ассоциаций представляется следующей схемой: $\text{Пл} + \text{Кв} + \text{Бт} + \text{Кпш} + \text{Мгн} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Пл} + \text{Бт} \pm \text{Мгн} \rightarrow \text{Кв} + \text{Кпш} \pm \text{Пл} \pm \text{Бт} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Пл} \pm \text{Бт} \pm \text{Мск} \pm \text{Гр} \pm \text{Турм} \pm \text{Мгн} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Пл} \pm \text{Бт} \pm \text{Мск} \rightarrow \text{Кв} + \text{Пл} + \text{Мск} \rightarrow \text{Кв} + \text{Мск} \pm \text{Пл} \pm \text{Кпш} \rightarrow \text{Алб} + \text{Кв}$.

Плагноклаз образует шесть генераций, из которых наиболее распространены четыре: в эндоконтактах (№ 26-30), в гипидиоморфнозернистых пегматитах (№ 22-28), в апографических (№ 18-26) и блоковых (№ 18-24) пегматитах. Это серый или розовато-серый минерал величиной от долей миллиметра в эндоконтактах до первых сантиметров в блоковых пегматитах. Крупных монокристаллов, как в Прибайкальском поясе, плагноклазы не образуют.

Как и во всех плагноклазах рассмотренных районов здесь от ранних генераций к поздним уменьшается количество анортитовой составляющей, бария и стронция, одновременно несколько возрастает содержание редких щелочей. По сравнению с пегматитами Прибайкалья в пегматитах Керуленского района плагноклазы обогащены калием, в то время как редкие элементы, наоборот, содержатся в меньших количествах, кроме бария и стронция, количества которых уступают лишь содержаниям этих элементов в плагноклазах из пегматитов Букачанского района. В Хэнтэйском пегматитовом районе эти характеристики соизмеримы с Керуленским, лишь количества бария несколько уступают последним (табл. 2.25).

Изучено пять генераций калишпата. Первая генерация калишпата в эндоконтактах пегматитовых тел представлена промежуточным ортоклазом с углом оптических осей $2V = 65-70^\circ$. Остальные — промежуточным и максимальным микроклином с $2V = 75-84^\circ$. От эндоконтактов к пегматитам блоковой структуры возрастает ве-

Таблица 2.24

Минеральный состав позднеорогенных пегматитов Керуленского района, об. %

Минерал	Пегматитовые тела									
	эндоконтактов гранитных массивов (4)				залегающие в метаморфической толще (8)					
	Зона эндокон- такта	Пегматит			Зона эндокон- такта	Пегматит				
Гипиди- морфно- зернис- тый		Апогра- фичес- кий	Блоко- вый	Гипиди- морфно- зернис- тый		Графи- ческий	Апогра- фичес- кий	Блоко- вый	Кварц- мускови- товый комплекс	
Калишпат	29,7	44,6	40,2	44,3	17,9	30,8	51,4	33,6	42,3	16,2
Плагиоклаз	38,0	19,4	23,7	20,4	45,1	34,5	15,0	22,7	16,1	14,7
Кварц	25,8	29,7	30,5	30,7	24,6	27,4	27,9	35,8	35,0	54,3
Биотит	6,2	3,8	2,8	0,9	10,7	5,9	4,1	2,7	3,1	-
Мусковит	0,2	1,8	2,0	3,2	-	0,6	0,8	3,9	2,6	14,2
Гранат	-	0,3	0,3	0,2	-	-	-	0,4	0,4	0,2
Турмалин	-	0,3	0,4	0,3	-	-	0,6	0,3	0,5	-
Магнетит	0,1	0,1	-	-	1,8	0,7	0,2	0,4	-	0,1
Берилл	-	-	0,1	-	-	0,1	-	0,2	-	0,3

Таблица 2.25

Состав минералов из позднеорогенных пегматитов Керуленского района

Минеральная ассоциация пегматита	Кол-во проб	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Sn	Be
		%			г/т					
Плагиоклаз										
Зоны эндоконтакта	1	0,78	7,54	2	12	2	280	130	Нет ан.	
Гипидиоморфнозернистого	1	0,72	7,68	2	12	3	240	120	"	
Апографического	3	1,40	7,92	Не обн.	14	3	180	110	"	
Блокового	2	0,89	8,20	3	15	4	160	100	"	
Калишпат										
Зоны эндоконтакта	1	9,50	1,84	2	190	3	940	220	"	
Гипидиоморфнозернистого	2	10,10	1,23	4	195	3	930	140	2	Нет ан.
Графического	4	10,32	1,13	4	190	2	730	150	2	"
Апографического	4	11,86	0,79	7	280	3	500	110	2	"
Блокового	6	11,94	0,90	4	400	4	440	90	3	"
Биотит										
Зоны эндоконтакта	2	7,20	0,18	270	1620	76	830	94	4	"
Гипидиоморфнозернистого	3	7,80	0,46	265	1580	80	740	90	4	1
Графического	1	8,20	0,30	272	1570	105	730	86	5	2
Апографического	2	7,90	0,12	360	1790	205	520	65	12	2
Блокового	2	7,80	0,20	450	2130	220	480	50	20	2
Поздний секущий биотит	2	8,16	0,22	1440	5420	310	190	24	46	12
Мусковит										
Апографического	2	8,39	0,70	22	620	18	630	44	4	4
Блокового	2	7,80	0,86	20	674	23	520	38	6	6
Зон кварц-мусковитового замещения	5	8,06	0,81	24	760	17	230	28	5	6
Зон кварцевого замещения	3	8,40	0,64	28	785	25	190	24	6	8

Таблица 2.26

Химический состав слюд из постскладчатых пегматитов Керуленско

Минеральная ассоциация пегматита	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Биотит					
Зоны контакта	34,74	3,76	15,20	8,32	15,46
Гипидиоморфнозернистого	35,02	3,42	15,64	7,85	16,10
Апографического	35,51	3,32	16,32	7,78	15,42
	35,86	2,15	15,46	8,67	14,80
Блокового	34,26	2,43	16,13	9,32	13,84
	35,14	2,69	15,54	8,69	14,71
	38,77	1,94	15,73	10,11	12,32
Поздний секущий биотит	36,53	2,14	16,27	9,47	12,41
	37,68	2,93	16,94	9,96	12,78
Мусковит					
Кварц-мусковитового комплекса	45,99	0,43	34,17	1,76	0,86
	43,00	0,54	35,29	1,21	0,92
	43,23	0,71	35,71	0,94	0,87
	46,49	0,34	33,64	0,87	1,12
	45,23	0,21	34,40	1,32	1,06
Зон кварцевого замещения	46,13	0,30	32,94	1,44	0,98

личина кристаллов от первых миллиметров до 20 x 20 см в сечении. Цвет серый, белый, розовато-серый. Обычны пертиты распада и замещения. По составу петрогенных щелочей эти калишпаты несколько отличаются от соответствующих из других районов прежде всего их суммой. По содержанию редких щелочей они сопоставимы с калишпатами из пегматитов Букачанского и Хэнтэйского районов, но уступают Приольхонским пегматитам. По концентрации бария и стронция они уступают пегматитам Букачанского района. Поведение же редких элементов от ранних генераций к поздним аналогично другим районам.

Подробно изучались биотиты из посторогенных пегматитов Керуленского района. Максимальные его количества зафиксированы в эндоконтактах тел, где достигают 15%. К внутренним частям содержание его сокращается до десятых долей процента. Всего выделяют до семи генераций биотита. Здесь представлено шесть. Биотит из кварцевых ядер нами не изучался. В пегматитах зон первичной, магматической кристаллизации развит мелкочешуйчатый биотит I в эндоконтактах коричневатого-черного цвета, биотит II - в гипидио-

го района, вес. %

	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	F
	0,84	0,52	9,30	7,20	0,64	0,79	3,20	0,4
	0,63	0,61	8,90	7,54	0,46	0,41	3,42	0,3
	0,73	0,42	7,44	9,12	0,39	0,68	2,92	0,3
	0,58	0,86	7,83	8,76	0,51	0,92	3,60	0,4
	0,31	0,64	7,20	11,10	0,21	1,13	3,43	0,4
	0,48	0,38	6,42	10,93	0,43	0,87	3,72	0,5
	0,62	0,51	5,31	10,41	0,36	0,94	2,98	0,5
	0,83	0,47	4,32	11,67	0,18	0,93	2,39	0,6
	0,36	0,38	2,96	10,89	0,26	1,24	3,62	1,7
Не обн.	0,26	1,34	9,53	0,43	0,45	4,78	0,11	
	0,03	0,21	1,08	10,71	0,79	0,69	5,53	0,43
	0,06	0,29	1,14	10,20	0,64	0,93	5,28	0,26
	0,04	0,14	0,97	9,79	1,16	0,54	4,90	0,12
	0,03	0,31	1,31	10,30	0,83	0,68	4,32	0,20
Не обн.	0,20	0,40	10,49	0,81	0,90	5,41	0,41	

морфнозернистых пегматитах. Оптически эти генерации близки, но отличаются, хотя и незначительно, составом петрогенных элементов (табл. 2.26). Так, биотит I отличается от всех других разновидностей максимальными значениями содержаний титана и магния. Количество редких элементов в них близки (см. табл. 2.25). Биотит III в графических пегматитах образует мелкочешуйчатые агрегаты и пластинчатые кристаллы величиной до 2 x 2 см. В них несколько больше рубидия и цезия и заметно меньше бария.

Биотиты из пегматитов внутренних зон образуют крупные пластинчатые кристаллы до 10 x 15 см в блоковых пегматитах. Биотит IV из апографических пегматитов отличается большей железистостью и меньшей суммой Fe₂O₃ + FeO + MgO, т.е. увеличение коэффициента железистости связано с относительным усилением роли железа по сравнению с магнием на фоне общего сокращения их количества. В блоковом пегматите эта сумма еще ниже, при этом железистость биотита несколько возрастает. Обе эти генерации заметно обогащены редкими щелочами относительно биотитов из пегматитов магматических структур, причем содержание цезия

возрастает в этом направлении вдвое. Количества бария и стронция сокращаются также вдвое.

Поздний секущий биотит составом петрогенных элементов особенно не отличается от биотитов IV и V, в нем лишь несколько сокращаются количества титана и магния, но он резко выпадает из этого ряда количеством фтора и лития (на порядок) и значительно-содержанием других редких элементов. Содержанием редких щелочей он приближается к биотитам из мусковит-редкометалльных пегматитов /Шмакин, 1976/.

Мусковит – обычный минерал позднесинкладчатых пегматитов. Он встречается во всех структурных разновидностях пегматитов, даже в их эндоконтактах. Все генерации этого минерала представлены мелкочешуйчатыми или пластинчатыми кристаллами. В кварц-мусковитовом комплексе обычны столбчатые кристаллы с площадью основания 2 x 2 – 4 x 4 см. Имеются лишь единичные находки более крупных кристаллов 4x6x3; 7x7x2,5; 6x8x3 см; количество его в этих зонах достигает 10–15%, а в отдельных жилах – до 20%. В двух наиболее распространенных генерациях мусковита изучен состав петрогенных элементов (см. табл. 2.26). Как свидетельствуют приведенные данные, обе генерации мусковитов близки между собой, лишь мусковит из зон кварцевого замещения отличается значительно более высокой железистостью и меньшей титанистостью. Не зафиксировано существенных отличий и при сопоставлении их с мусковитами Прибайкальского пояса (см. табл. 2.25).

Из других минералов повсеместно распространены гранат и турмалин, тяготеющие к зонам перекристаллизации, магнетит – обычный минерал зон первичной перекристаллизации, и берилл, отмечавшийся в тех и других структурах, но отдающий явное предпочтение кварц-мусковитовому комплексу. Эти минералы специально не изучались.

Таким образом, позднеорогенные пегматитовые тела характеризуются полнодифференцированным строением с большим набором генераций породообразующих минералов, которые закономерно и однонаправленно эволюционируют от ранних генераций к поздним во всех изученных районах. Среди пегматитов выделяются позднесин- и постскладчатые тела. В первых, формировавшихся в относительно подвижной среде, структурно-минеральные зоны перекристаллизации и замещения – в угнетенном положении, а во многих жилах их формирование приостановилось еще на эмбриональной стадии; во вторых, наоборот, именно поздние минеральные ассоциации занимают большую часть объема тел. По составу петрогенных элементов минералы пегматитов Прибайкальского пояса и Хэнтэй-Керуленской провинции близки, количеством же редких элементов они несколько отличаются. Так, все минералы пегматитов Букачанского района содержат больше бария и стронция, а пегматиты Хэнтэй-Керуленской провинции – редких щелочей.

Особую группу, хотя и весьма малочисленную, составляют пегматитовые тела выполнения и замещения. Первые из них выполняют

трещины в метаморфической толще и среди гранитов. По составу они соответствуют либо ассоциации $Kпш + Kв \pm Пл \pm Бт$, либо кварц-мусковитовому комплексу $Kв + Mск + Пл \pm Gr \pm Турм$. Жилы замещения встречаются среди гнейсов, как правило, в непосредственной близости от пегматитовых тел, в которых интенсивно проявлено кварц-мусковитовое замещение. В таких жилах развиты две последовательно формирующиеся ассоциации $Kв + Mск + Пл \pm Kпш \rightarrow Kв \pm Mск \pm Пл$.

Пегматиты отраженной активизации

В Прибайкальском пегматитовом поясе пегматиты протоактивизации относятся к самым древним образованиям из пегматитов этапов активизации рассмотренных нами районов. Одни авторы относят их к раннему протерезею /Сизых, 1981/, другие - к позднему /Дворкин-Самарский и др., 1975/. В том и другом случае они моложе позднеорогенных пегматитов пояса. Не исключено, что для крупных узлов (Кутимский, Абгадский, Окталакитский, Даванский, Верхнеслюдинский, Рельский, Горемькинский и Барундинский) характерно "скольжение во времени", вообще типичное для областей протоактивизации /Билибина и др., 1981/, что дает основание объединить в одну возрастную группу разновозрастные породы и вызывает, таким образом, длительную дискуссию о их возрасте. Этот вопрос уходит за пределы рассматриваемой нами темы, но при анализе общей эволюции земной коры и места в ее истории главных импульсов минерации /Кратц, Соколов, 1981/ он приобретает важное значение, поскольку модель этой эволюции в докембрии существенно отличается от фанерозойской вообще и на Азиатском континенте, в частности /Шуркин, Митрофанов, 1974; Батиева и др., 1974; Shaw, 1980; Комаров, Белоголовкин, 1981; и др./.

Букачанский пегматитовый район, по-видимому, также был охвачен активизацией, но пегматитовые тела этого этапа здесь единичны. Изучена достаточно крупная жила, имеющая зональное строение. Главные структурные разновидности пегматитов - гипидиоморфнозернистая, апографическая, блоковая и кварцевое ядро. Последовательность выделения минеральных ассоциаций в обобщенном виде такова: $Пл + Kв + Бт \pm Kпш \rightarrow Kпш + Пл + Kв \pm Mск \rightarrow Kпш + Kв + Алб \rightarrow Kв + Алб \pm Mск \rightarrow Kв + Алб$.

Минеральный состав представлен в табл. 2.27. Из других минералов в аксессуарных количествах встречаются берилл, самарскит, колумбит и др.

Плагиоклаз внешней зоны представлен олигоклазом (№ 12 - 22), в апографических пегматитах наряду с олигоклазом встречается альбит, причем количество последнего значительно: местами он преобладает над олигоклазом. В блоковом пегматите отмечается

Таблица 2.27

Минеральный состав пегматитов отраженной активизации
Букачанского района, об. %

Минерал	Пегматит			Кварцевое ядро
	гипидиоморф- нозернистый (3)	апографи- ческий (3)	блоковый (3)	
Калишпат	10,2	25,6	30,1	-
Плагиоклаз	45,7	-	-	-
Альбит	-	40,4	26,9	21,2
Кварц	37,4	32,7	41,3	78,3
Биотит	6,3	-	-	-
Мусковит	-	0,7	0,9	0,3
Гранат	-	0,1	0,2	-
Прочие	0,4	0,5	0,6	0,2

только альбит в виде достаточно крупных (до 7 см в поперечнике) кристаллов белого цвета. По содержанию редких элементов плагиоклазы этих зон заметно отличаются друг от друга. Поведение редких элементов в плагиоклазах и абсолютное значение их содержаний существенно различаются. Так, в плагиоклазах из пегматитов этапа активизации содержание всех элементов от ранних генераций к поздним закономерно сокращается, при этом лишь количества рубидия сопоставимы и даже несколько превосходят содержание этого элемента в плагиоклазах из пегматитов собственно орогенных этапов развития региона, концентрации же других элементов ниже в 2-10 раз и более (табл. 2.28).

Характер распределения редких элементов в других минералах этих пегматитов иной. Калишпаты, например, содержат рубидия и цезия почти на порядок больше, а стронция и особенно бария - на порядок - два меньше. Все калишпаты представлены максимальным микроклином с углом $2V = 78-84^\circ$. В них достаточно высоки содержания натрия, что объясняется обилием пертитовых вростков альбита, которые, по-видимому, являются центрами альбитизации калишпатов.

Биотит встречается только во внешних зонах в виде зелено-вато-черных чешуек, иногда в ассоциации с мелкими корродированными кристаллами граната. Показатель преломления $Ng' = 1,640$. Количеством редких элементов он заметно выделяется среди биотитов из других пегматитов района, занимая промежуточное положение между мусковитовыми и редкометальными пегматитами. Мусковит не характерен для пегматитов рассматриваемого этапа. Тем

Таблица 2.28

Состав минералов из пегматитов отраженной активизации
Букачанского района

Минеральная ассоциация пегматита	Кол-во проб	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr
		%			г/т			
Плагиоклаз								
Зон эндоконтакта	1	0,48	7,53	2	34	2	55	32
Апографического	2	0,55	7,69	2	22	2	42	40
Блокового	1	0,20	8,15	-	15	-	20	30
Калишпат								
Зон эндоконтакта	1	9,80	2,41	5	840	24	105	94
Апографического	2	10,50	2,13	8	962	34	95	80
Блокового	2	10,24	3,47	8	1270	45	70	85
Биотит								
Зон эндоконтакта	2	7,41	0,11	-	8340	690	65	40
Мусковит								
Блокового	1	8,42	0,31	50	1025	65	30	18
Зон кварцевого замещения	2	8,20	0,21	75	1620	90	10	14

не менее отобраны и проанализированы две пробы мелкочешуйчатого мусковита из блоковых пегматитов и зон кварцевого замещения. Они существенно различаются между собой. Отличия обусловлены концентрацией редких щелочных элементов в поздней генерации и уменьшением количества редкоземельных элементов в этом же направлении. По своим геохимическим параметрам мусковиты приближаются к слюдам редкоземельных пегматитов, резко отличаясь от мусковитов син- и позднеорогенных пегматитов района.

Приольхонский пегматитовый район подвергался неоднократной посторогенной тектоно-магматической активизации /Иванов, Шмакин, 1980/. Однако пегматиты этапов активизации встречаются лишь на ограниченной его территории в пределах Аинского и Тажеранского пегматитовых полей в прибрежной полосе района. Большая часть тел того и другого поля сложена недифференцированными пегматитами, одни из которых залегают непосредственно в гранитах, а другие на значительном удалении от них в габброидных и щелочных породах Тажеранского массива. Поскольку эти пегматиты отличаются не только структурным положением, но и составом

вом, что, как показано ранее, взаимообусловлено /Иванов, Шмакин, 1972, 1973, 1980; Конев, Самойлов, 1974/, рассмотрим их отдельно.

Неполнодифференцированные пегматиты района представлены маломощными жилами и линзами достаточно простого строения. Пегматитовые тела, залегающие в гранитах, имеют секущее положение и, несколько реже, постепенные переходы. Главные структурные разновидности пегматитов — гипидиоморфнозернистые и апографические. Значительная часть жил, а иногда и весь объем особенно небольших линзообразных тел сложен гипидиоморфнозернистыми пегматитами. В таких жилах выделяются лишь три минеральные ассоциации: $\text{Кпш} + \text{Пл} + \text{Кв} + \text{Бт} \rightarrow \text{Пл} + \text{Кв} + \text{Кпш} \rightarrow \text{Кв} + \text{Алб} \pm \text{Мкл}$.

Полнодифференцированные пегматитовые тела имеют сложные морфологию и внутреннее строение. Они обычно содержат амазонит и в геологической литературе по традиции называются амазонитовыми в отличие от неамазонитовых пегматитов, слагающих неполнодифференцированные тела. Жилы амазонитовых пегматитов единичны. Морфология и состав их детально охарактеризованы нами ранее /Шмакин и др., 1973/. Здесь приводятся лишь те данные, которые позволяют сопоставить их с пегматитами других районов.

Внутреннее строение тел, несмотря на то, что в них развиты пегматиты первичных структур и структур перекристаллизации, отличается отсутствием симметричной зональности. Внутренние структурные разновидности пегматитов образуют разобщенные гнезда среди апографических пегматитов. Среди них обычны реликты первичных структур, а иногда ксенолиты вмещающих граниты гнейсов и сланцев, которые интенсивно, а иногда целиком переработаны и диагностируются часто по скоплению ксеногенного биотита, обычно в ассоциации с рудными минералами и гранатом, мирмекитизированными плагиоклазами. Мирмекитовые вроски кварца встречаются и в биотитах.

Последовательность становления основных минеральных ассоциаций можно проиллюстрировать схемой: $\text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Пл} + \text{Бт} \rightarrow \text{Пл} + \text{Кв} + \text{Кпш} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} \rightarrow \text{Кв} + \text{Алб} \rightarrow \text{Кв} + \text{Алб} \pm \text{Мск} \pm \text{Фл} \rightarrow \text{Кв} \pm \text{Мск} \pm \text{Фл}$. Минеральный состав пегматитов представлен в табл. 2.29. Плагиоклаз, как правило, составляет около трети объема породы и лишь в блоковых пегматитах резко уступает калишпату. В эндоконтактных частях он представлен олигоклазом № 18–24. В апографических пегматитах наряду с олигоклазом развит альбит, а в блоковых олигоклаз практически отсутствует. Альбит (№ 6–11) развивается обычно по краям зерен калишпата и олигоклазу № 13–17, единичные корродированные зерна которого интенсивно серицитизированы. Состав редких элементов в олигоклазах заметно отличается от плагиоклазов из пегматитов ранних этапов развития региона.

Калишпат повсеместно представлен микроклином с рентгенов-

Таблица 2.29

Минеральный состав пегматитов отраженной активизации
Приольхонского района (Аинское поле), об.%

Минерал	Пегматиты							
	неполнодифференциро- ванные			полнодифференциро- ванные				
	1	2	3	1	2	3	4	
Калишпат	29,7	31,6	44,7	29,3	45,2	47,9	16,3	
в том числе амазонит	-	-	-	-	31,4	36,1	12,4	
Плагиоклаз	36,6	31,1	-	31,3	15,2	-	-	
в том числе альбит	-	10,3	16,7	6,7	11,7	12,9	52,3	
Кварц	32,4	35,2	36,1	33,1	34,4	36,1	29,4	
Биотит	0,7	1,2	1,4	2,7	2,6	1,4	-	
Мусковит	0,1	0,2	0,3	0,8	-	-	0,1	
Гранат	0,4	0,5	0,6	2,2	1,8	1,6	1,5	
Турмалин	-	-	0,1	-	0,4	0,1	-	
Флюорит	-	-	-	0,2	0,1	0,1	0,2	
Прочие	0,1	0,2	0,1	0,4	0,3	-	0,2	

Примечание. Пегматиты: 1 - гипидиоморфнозернистый, 2 - апографический, 3 - блоковый, 4 - зоны альбитового замещения.

ской триклинностью $\Delta r = 0,8 - 1,0$. Содержание альбитовой составляющей до 10%. Величина кристаллов не превышает 5-6 см в поперечнике. Цвет белый. По содержанию редких элементов он более стерилен, чем калишпаты из пегматитов позднеорогенного этапа пегматитов этапа активизации Букачанского района.

Слюды - достаточно редкие минералы этих пегматитов, в сумме не превышающие 2,0%. Преобладает во всех структурных разновидностях биотит. Он имеет своеобразную зеленовато-черную окраску (в тонких пластинках - густозеленый). Плеохроирует также в зеленых тонах. Для него характерны довольно высокие показатели преломления - 1,665-1,670 и железистость - 96% (определена аналитическим путем /Иванов, Шмакин, 1980/). Мусковит мелкочешуйчатый бесцветный иногда со слабым желтовато-зеленым оттенком. Проанализирована одна проба из блокового пегматита (табл. 2.30). Обе слюды характеризуются повышенным количеством редких щелочей.

Состав полнодифференцированных пегматитов отличается большим разнообразием по сравнению с неполнодифференцированными. В эндоконтактах преобладает плагиоклаз (№ 20-24) в ассоциации с микроклином и кварцем. Оба полевых шпата незначительно корро-

Таблица 2.30

Состав минералов из пегматитов неполнодифференцированных тел отраженной активизации
Приольхонского района (Аинское поле)

Минеральная ассоциация пегматита	Число проб	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Sn
		%			г/т				
Плаггиоклаз									
Гипидиоморфнозернистого	2	0,48	7,14	3	34	3	22	24	3
Апографического	2	0,54	8,24	3	43	5	16	20	3
Калишпат									
Гипидиоморфнозернистого	2	9,60	0,72	3	264	6	440	96	3
Апографического	2	10,60	0,50	3	277	9	830	81	3
Блокового	2	10,36	2,60	2	320	9	410	76	3
Биотит									
Гипидиоморфнозернистого	2	7,56	0,06	-	3280	960	95	68	Нет ан.
Апографического	3	7,94	0,05	-	3410	940	80	32	"
Блокового	3	8,10	0,06	-	4450	1200	62	20	"
Мусковит									
Блокового	1	8,24	0,28	30	940	42	30	14	12

Таблица 2.31

Состав минералов из пегматитов полнодифференцированных тел отраженной активизации
Приольхонского района (Аинское поле)

Минеральная ассоциация	Число проб	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Sn
		%			г/г				
Плагиоклаз									
Зоны эндоконтакта	3	0,50	He опр.	4	45	6	35	24	2
Гипидиоморфнозернистого пегматита	6	0,58	"	6	57	8	50	20	2
Апографического пегматита	4	0,65	7,95	14	190	18	56	30	8
Блокового пегматита	2	0,45	8,12	4	35	7	42	18	3
Микроклин									
Гипидиоморфнозернистого пегматита	4	11,25	0,54	3	715	14	90	28	2
Графического пегматита	1	11,80	0,50	10	1989	312	72	26	4
Апографического пегматита	7	12,06	0,45	11	1680	130	90	36	12
Блокового пегматита	5	12,12	0,42	12	1960	165	92	32	14
Биотит									
Гипидиоморфнозернистого пегматита	2	8,20	0,05	-	3016	1760	He опр.		
Графического пегматита	1	8,16	0,06	-	7200	-	"		
Апографического пегматита	2	8,12	0,03	-	6816	3100	"		
Бокового пегматита	2	7,90	0,14	-	8260	2850	48	18	He опр.
Мусковит									
Гипидиоморфнозернистого пегматита	1	8,04	0,18	32	1023	95	26	12	28

дированы с периферии, иногда окружены двориками кварц-альбитового агрегата. Обычен биотит. Отмечается ксеногенная роговая обманка, почти целиком замещенная биотитом. Темноцветные минералы образуют мелкозернистые гнездообразные скопления, в которых постоянно присутствует гранат, а в отдельных случаях — флюорит. Мусковит обычно рассеян между зернами полевых шпатов или разбивается по ним. Мелко- и среднезернистый апографический пегматит несколько отличается от крупнозернистого соотношением полевых шпатов. Вообще от мелко- и среднезернистого пегматита к крупноблоковому (см. табл. 2.29) возрастает роль калишпата, альбита и кварца, хотя суммарное количество полевых шпатов в этом направлении несколько сокращается за счет олигоклаза.

Состав главных минералов пегматитов полнодифференцированных тел (табл. 2.31) даже первичных структур отличается от неполнодифференцированных. Эти различия еще более контрастны в пегматитах структур перекристаллизации. По содержанию редких щелочей в микроклине и особенно в слюдах пегматиты неполнодифференцированных тел тяготеют к мусковит-редкометальной, а полнодифференцированных тел — к редкометальной формациям /Солодов, 1962; Иванов, 1975; Шмакин, 1976; Щипцов, 1979; и др./.

Помимо отмеченных в табл. 2.30 минералов в полнодифференцированных пегматитах встречаются магнетит и монашит. Из сосущих белого микроклина и амазонита в последнем, даже если они представляют собой единый кристалл, заметно повышены содержания редких щелочей и свинца /Шмакин и др., 1973/.

За пределами гранитов массива в его экзоконтактах залегают единичные тела амазонитовых пегматитов. Наибольшее количество пегматитовых тел этого этапа закартировано в Тажеранском пегматитовом поле.

Пегматиты Тажеранского поля совместно с другими метаморфическими и магматическими породами Западного Прибайкалья изучались в течение долгого времени. В районе работали Л.Г.Котельников, Е.В.Павловский, А.И.Цветков, А.С.Кульчицкий, А.С.Ескин, В.И.Навиль, А.С.Минцис, А.М.Рябых, Э.М.Рябых и др. Однако качественно новый подход к этим образованиям появился после открытия в пределах поля щелочных пород /Конев и др., 1971/, что стимулировало петрографо-петрологические исследования и получение новых фактических данных, свидетельствующих о малоглубинности пегматитов Аинского /Иванов, Шмакин, 1972/ и Тажеранского пегматитовых полей /Шмакин и др., 1973; Конев, Самойлов, 1974/.

Многочисленны маломощные недифференцированные жилы Тажеранского поля, сложенные пегматитами гипидиоморфнозернистой и апографической структур, с небольшими выделениями графических и блоковых пегматитов. Обычные для пегматитовых тел ранних этапов аплитовидные пегматиты в эндоконтактах отсутствуют. Состав этих пегматитов показан в табл. 2.32.

Пегматиты всех структурных разновидностей Тажеранского поля отличаются от аинских прежде всего содержаниями кварца:

Таблица 2.32

Минеральный состав пегматитов отраженной активизации Приольхонского района
(Тажеранское поле), об.%

Минерал	Пегматиты							
	неполнодифференцированные			полнодифференцированные				
	2	4	5	1	2	3	4	5
Калишпат	19,2	30,4	46,1	25,6	32,4	52,2	38,6	46,7
в том числе амазонит	-	6,0	-	-	-	9,0	23,0	30,0
Плагиоклаз	43,1	29,7	13,8	37,3	33,2	14,4	25,6	-
в том числе альбит	-	-	-	-	-	4,0	17,3	15,4
Кварц	29,2	31,7	33,2	28,3	27,2	27,4	29,2	33,4
Биотит	6,2	5,5	4,8	5,6	4,6	5,2	3,8	2,1
Мусковит	-	0,3	0,6	-	0,3	0,1	0,3	-
Гранат	0,3	0,5	0,6	0,2	0,6	-	0,7	0,6
Турмалин	-	0,6	0,3	-	0,3	-	0,3	0,4
Роговая обманка	1,5	0,4	-	0,4	-	-	-	-
Флюорит	0,1	0,2	0,1	0,5	0,6	0,3	0,8	0,7
Прочие	0,4	0,7	0,5	2,1	0,8	0,4	0,7	0,7

Примечание. Пегматиты: 1 - эндоконтактовая зона, 2 - гипидиоморфнозернистый, 3 - графический, 4 - апографический, 5 - блоковый.

Таблица 2.33

Состав минералов пегматитов неполнодифференцированных тел отраженной активизации
Приольхонского района (Тажеранское поле)

Минеральная ассоциация пегматита	Число проб	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Sn
		%			г/т				
Плагиоклаз									
Гипидиоморфнозернистого	2	0,54	7,69	2	26	6	270	108	2
Апографического	4	0,58	7,92	2	30	8	180	75	2
Калишпат									
Гипидиоморфнозернистого	2	9,48	1,78	2	545	5	986	184	2
Апографического	3	9,56	0,82	2	682	6	754	166	2
Блокового	2	10,20	0,60	3	710	9	710	140	3
Биотит									
Гипидиоморфнозернистого	2	6,76	0,02	-	1640	570	Не опр.		
Апографического	3	7,82	0,11	-	1720	530	180	140	Не опр.
Блокового	3	8,20	0,06	-	1910	620	172	110	"
Зона кварцевого замещения	1	7,90	0,04	-	2650	780	140	90	"
Мусковит									
Блокового	1	8,32	0,16	25	610	50	76	34	"

пегматиты, залегающие среди материнских гранитоидов, обогащены свободным кремнеземом, как и граниты комплекса, петрохимия которых изучена ранее /Иванов, Шмакин, 1980/. Пегматиты, залегающие в метаморфических, силикатных и карбонатных породах Тажеранского поля и различного состава габброидах, обогащены плагиоклазом, причем основность их в среднем выше (в недифференцированных телах альбит отсутствует вообще) и значительно больше (в 5-15 раз) темноцветных минералов.

Состав минералов (табл. 2.33) не так контрастен, тем не менее отличия закономерно однонаправленны: в тажеранских, как правило, больше щелочноземельных минералов, но меньше щелочных. Исключения составляют лишь калишпаты, в которых одинаково выско концентрации и рубидия, и бария.

Из других минералов описаны ортит, фергусонит, циркон, танталониобаты, сфен, апатит, рутил /Конев, Самойлов, 1974; Конев и др., 1978/.

Полнодифференцированные тела достаточно редки. Они имеют зональное строение (см. табл. 2.32). Последовательность становления минеральных ассоциаций такова: $\text{Пл} + \text{Кв} + \text{Кпш} + \text{Бт} \longrightarrow \text{Кпш} + \text{Пл} + \text{Кв} + \text{Бт} \pm \text{Гр} \longrightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} \pm \text{Пл} \pm \text{Бт} \longrightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Пл} \pm \text{Бт} \pm \text{Алб} \pm \text{Гр} \pm \text{Турм} \pm \text{Фл} \longrightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Алб} \longrightarrow \text{Кв} + \text{Алб} \pm \text{Кпш} \longrightarrow \text{Кв} + \text{Алб}$.

Составы пегматитов первичных ассоциаций полно- и неполнодифференцированных тел практически не отличаются (табл. 2.34). В аксессуарных количествах встречаются ортит, фергусонит, циркон, танталониобаты, сфен, апатит, рутил, менделеевит, пирохлор, ширтолит, монацит, берилл, торит, пироморфит и др. /Конев и др., 1978/.

Плагиоклаз образует несколько генераций, изменяя свой состав от ранних олигоклаз-андезинов (№ 28-33) до альбита (№ 4-10). В одной из жил, залегающих в ороговикованных габбро, в эндоконтакте отмечен ирризирующий олигоклаз (№ 28). Если олигоклаз ранних генераций имеет более или менее идиоморфные кристаллы, то альбит поздних генераций всегда ксеноморфен. Он постоянно ассоциирует с кварцем. Мономинеральны лишь выделения пертитов замещения в калишпатах.

Калишпаты всех ассоциаций - максимальные микроклины ($D_r = 0,9 - 1,0$). Обычно это микроклин-пертиты, лишь поздние генерации ксеноморфного микроклина в ассоциации $\text{Кв} + \text{Алб} \pm \text{Кпш}$ не затронуты распадом. В пегматитах структур замещения обычны амазонит, встречающийся совместно с белым микроклином, иногда в пределах одного кристалла, при этом он развит в краевых частях, подверженных альбитизации.

Биотит повсеместно ассоциирует с калишпатами или кварцем. В эндоконтактах тел, залегающих в габброидах, его количество достигает иногда 10%. Обычные же содержания - 5-6% (см. табл. 2.32). Биотит имеет зеленовато-черный цвет. В тонких пластинках он ярко-зеленый. $Ng^{\parallel} = 1,668-1,670$. Железистость - 85-95%. В

Таблица 2.34

Состав минералов пегматитов полнодифференцированных тел отраженной активизации
Приольхонского района (Тажеранское поле)

Минеральная ассоциация пегматита	Число проб	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Sn
		%			г/т				
Плагиоклаз									
Зоны эндоконтакта	1	0,64	6,20	He обн.	16	4	80	98	2
Гипидиоморфнозернистого	2	0,54	6,89	"	21	8	30	80	2
Апографического	4	0,52	7,91	5	20	10	86	156	8
Блокового	2	0,59	8,82	2	19	3	26	32	6
Микроклин									
Гипидиоморфнозернистого	2	10,16	2,12	16	1436	50	160	62	2
Графического	2	10,28	2,05	14	1473	44	120	180	6
Апографического	8	9,80	2,18	21	1568	114	72	89	10
Блокового	8	9,86	2,24	22	1630	176	54	28	10
Биотит									
Гипидиоморфнозернистого	1	6,93	0,03	-	3788	1879		He опр.	
Графического	4	6,10	0,05	-	5694	2760	120	84	82
Апографического	4	6,93	0,03	-	4672	2673	110	73	He опр.
Блокового	3	6,69	0,04	-	4497	2754	80	24	"
Мусковит									
Апографического	2	7,89	0,21	28	1007	86	32	18	21

поздних генерациях, секущих кварцевые ядра, показатели преломления биотита значительно ниже — 1,648–1,656. Из сопоставления редкоэлементных составов минералов (см. табл. 2.34) полно- и неподнодифференцированных тел видно, что они несколько отличаются. Минералы полнодифференцированных тел обогащены редкими щелочами, особенно рубидием и цезием, а щелочноземельных элементов в них меньше. Между пегматитами Аинского и Тажеранского полей отличия не столь существенны, хотя в целом пегматиты, залегающие среди гранитов, несколько обогащены редкими щелочами. Это наблюдение справедливо и для пегматитов, залегающих в сиенитах Тажеранского поля. По-видимому, уровень концентрации редких щелочей в полнодифференцированных участках тел — функция кристаллизационной дифференциации вещества пегматитов, поэтому в крупных зональных телах эти концентрации выше, даже в первичных структурных разновидностях пегматитов.

Очень близок редкоэлементный состав пегматитов Букачанского и Приольхонского районов (см. табл. 2.28 — 2.31), хотя, как и минералы пегматитов собственно орогенных этапов развития, пегматиты этапов активизации имеют некоторые региональные отличия прежде всего в содержаниях бария и стронция.

В Хэнтэй-Керуленской пегматитовой провинции пегматиты этапа отраженной активизации встречаются на значительной площади Хэнтэйского и Керуленского районов, однако, по количеству тел это малораспространенные пегматиты, слагающие, как правило, неполнодифференцированные тела, что залегают в эндоконтактах гранитных массивов и за их пределами.

Хэнтэйский пегматитовый район, хотя и уступает Керуленскому по площади распространения пегматитов этапа, представляет особый интерес, поскольку здесь с позднегерцинским этапом тектогенеза связаны разобщенные в пространстве поля разновозрастных пегматитов разных геологических формаций — позднеорогенной и этапа отраженной активизации. Последние встречаются среди метаморфизованных толщ Южно-Хэнтэйского поднятия, залегая преимущественно за пределами гранитоидных массивов этого этапа. Главные структурные разновидности этих пегматитов — гипидиоморфнозернистые и апографические. На долю графических пегматитов приходится не более 2–5% объема тел, а небольших выделений мелкоблочковых пегматитов еще меньше. В некоторых жилах во внутренних частях тел развит кварц-мусковитовый комплекс. В самом общем виде последовательность выделения минеральных ассоциаций следующая: $\text{Пл} + \text{Кв} \pm \text{Кпш} \pm \text{Бт} \rightarrow \text{Пл} + \text{Кпш} + \text{Кв} \pm \text{Мгн} \rightarrow \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Пл} \pm \text{Мск} \rightarrow \text{Кв} + \text{Пл} \pm \text{Кпш} \pm \text{Мск} \pm \text{Гр}$. Минеральный состав пегматитов представлен в табл. 2.35. Все разновидности пегматитов относятся к микроклин-плаггиоклазовым с незначительным преобладанием олигоклаза над микроклином. В эндоконтактах всех тел, в том числе залегающих непосредственно в гранитах, отмечаются скопления мелкочешуйчатого биотита наряду с также мелко-

Таблица 2.35

Минеральный состав пегматитов отраженной активизации
Хэнтэйского района, об. %

Минерал	Пегматит		Кварц-мусковитовый комплекс (1)
	гранитной структуры (2)	апографический (2)	
Калишпат	24,3	28,4	21,4
Плагиоклаз (№ 28-12)	38,1	31,7	22,3
Кварц	28,1	30,6	48,2
Биотит	9,2	5,1	-
Мусковит	-	3,2	7,9
Гранат	0,1	0,4	0,1
Турмалин	-	0,4	-
Прочие	0,2	0,2	0,1

чешуйчатым биотитом, рассеянным равномерно. Не исключено, что он имеет ксеногенную природу. Количество биотита изменяется очень широко - от 0,4 до 15%. Мусковит мелкочешуйчатый встречается во всех зонах. В кварц-мусковитовом агрегате образуются столбчатые кристаллы до 2 x 2 см в основании.

Состав пегматитов близок позднеорогенным пегматитам района, залегающим в экзоконтактах гранитных массивов, прежде всего соотношением полевых шпатов и слюд. В пегматитах этапа отраженной активизации Хэнтэйского района аксессуарная минерализация убога. Здесь известны магнетит, апатит, редкий аксессуарный берилл Ливанов и др., 1980; и др./.

Содержанием редких элементов главные минералы пегматитов отраженной активизации занимают промежуточное положение между позднеорогенными пегматитами, залегающими в гранитах, и теми пегматитами, которые локализуются в метаморфических породах экзоконтактов. Исключение составляют лишь мусковиты. Две проанализированные пробы из пегматитов отраженной активизации обнаруживали ураганные содержания олова, значительно превышающие обычные содержания этого элемента в мусковитах из пегматитов. Не исключено, что это объясняется наличием в мусковитах мелкодисперсного касситерита (табл. 2.36).

В Керуленском пегматитовом районе пегматиты автономной активизации отличаются такой же простотой строения, но имеют более разнообразный минеральный состав. Главные минеральные ассоциации и последовательность их выделения таковы: Пл + Кв + Кпш + Бт → Кпш + Пл + Кв ± Бт ± Мск → Кпш + Кв ± Бт → Кв + Пл → Кв + Алб. Кварц-мусковитовый комплекс отсутствует,

Таблица 2.36

Состав минералов пегматитов отраженной активизации
Хэнтэйского района

Минеральная ассоциация пегматита	Число проб	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Sn
		%			г/т				
Плагиоклаз									
Гипидиоморфнозернистого	2	1,36	7,80	3	12	2	190	98	1,5
Апографического	2	1,20	7,32	2	20	3	110	60	2
Калишпат									
Гипидиоморфнозернистого	2	9,20	1,80	2	260	3	680	125	2
Апографического	2	9,46	1,47	2	280	5	310	80	2
Биотит									
Гипидиоморфнозернистого	2	6,94	0,21	250	2890	120	450	70	8
Апографического	3	7,40	0,16	492	2920	180	360	36	28
Мусковит									
Кварц-мусковитовый комплекс	2	7,90	0,82	460	930	175	140	22	92

но довольно крупные пластины мусковита (4 x 4 см и более) встречаются в пегматитах апографической и блоковой структур. Пегматиты всех структурных разновидностей имеют существенно калишпатовый состав с низкими содержаниями слюд (табл. 2.37). Из акцессорных минералов встречаются гранат, магнетит, берилл, апатит. В одной из жил встречена своеобразная минерализация: гранат, берилл, ортит, апатит, циртолит, касситерит и торит. Известны упоминания о наличии подобной редкометалльно-редкоземельной минерализации непосредственно в позднепалеозойских гранитах района /Борзаковский и др., 1973/.

Плагиоклаз представлен тремя генерациями: олигоклаз высоких номеров (№ 20-28) распространен в пегматитах гипидиоморф-
8 Заказ № 727

Таблица 2.37

Минеральный состав пегматитов отраженной активизации Керуленского района, об. %

Минерал	Пегматит		
	гипидиоморфнозернистый (6)	апографический (6)	блоковый (4)
Калишпат	33,8	53,3	32,3
Плагиоклаз (№ 28-10)	24,5	11,1	-
в том числе альбит	-	5,0	15,4
Кварц	30,4	29,4	48,2
Биотит	4,2	2,5	0,6
Мусковит	-	1,8	2,4
Гранат	5,2	0,8	0,4
Прочие	1,9	1,1	0,7

нозернистой структуры, олигоклаз низких номеров (№ 10-18) встречается в пегматитах апографической структуры совместно с альбитом, корродирующим оба полевых шпата; альбит распространен в пегматитах блоковой структуры. Первая генерация плагиоклаза заметно отличается от второй распределением редких элементов (табл. 2.38). В то же время обе генерации минерала близки таковым из пегматитов отраженной активизации Хэнтэйского района. У калишпата ранних структур относительно низкие углы оптических осей ($2V = 55-60^\circ$), по сравнению с калишпатами в пегматитах апографической и блоковой структур ($2V = 75-80^\circ$). Калишпат из гипидиоморфнозернистого пегматита представлен, по-видимому, промежуточным ортоклазом в отличие от микроклина поздних генераций. Они заметно различаются и содержанием редких элементов, прежде всего бария и рубидия. От соответствующих пегматитов Хэнтэйского района рассматриваемые пегматитовые тела отличаются более высокие содержания рубидия. Слюды, как уже отмечалось, не характерны для этих пегматитов. Проанализированы две генерации биотита. Как и калишпаты, биотиты первой и второй генерации заметно различаются между собой. По сравнению с биотитами Хэнтэйского района поздняя генерация несколько обогащена рубидием. Эти же особенности свойственны мусковиту.

Таким образом, пегматиты отраженной активизации залегают в самых разнообразных по составу и возрасту породах - кристаллических сланцах и гнейсах архейского и протерозойского возраста, сланцах и метапесчаниках верхнепротерозойско-нижнекембрийского возраста, контактово-метаморфизованных терригенных породах, габброидах позднего протерозоя, гранитоидах и щелочных породах ран-

Таблица 2.38

Состав минералов из пегматитов отраженной активизации Керуленского района

Минеральная ассоциация пегматита	Число проб	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Sn
		%			г/т				
Плагноклаз									
Гипидиоморфнозернистого	1	0,82	6,92	3	14	Не обн.	160	82	Не обн.
Апографического	2	1,10	7,40	3	20	4	100	64	1,5
Калишпат									
Гипидиоморфнозернистого	1	8,96	2,31	Не обн.	208	3	590	105	1,5
Апографического	2	9,41	1,57	2	310	5	470	84	2,5
Блокового	2	9,38	1,24	2	390	4	390	56	3
Биотит									
Гипидиоморфнозернистого	1	7,34	0,08	380	2792	140	360	80	14
Апографического	1	7,52	0,12		3350	210	310	32	25
Мусковит									
Блокового	1	7,64	0,43		1271	165	110	18	18

него — среднего палеозоя и гранитах позднепротерозойского возраста.

Минеральный состав ранних минеральных ассоциаций исключительно непостоянен, что обусловлено прежде всего влиянием вмещающих пород. Пегматиты эндоконтактов имеют калишпат-плагиоклазовый состав тел, если те залегают в богатых кальцием породах, и плагиоклаз-калишпатовый состав — в случае их залегания в гранитах. Наибольшим флуктуациям подвержены содержания полевых шпатов и биотита. Всем пегматитам свойственны высокие содержания кварца. Пегматиты структур перекристаллизации имеют существенно калишпатовый состав. В поздних структурно-минеральных зонах из плагиоклазов преобладает альбит. В таких зонах наряду с белым микроклином появляется амазонит.

Пегматиты всех изученных районов характеризуются разнообразной аксессуарной минерализацией, при этом преобладают редкоземельные минералы, среди которых отмечаются и минералы редкометальных пегматитов: ортит, фергусонит, циркон, танталониобаты, сфен, апатит, рутил, менделеевит, пирохлор, ширтолит, монашит, берилл, торит, пироморфит и др.

По площади развития и количеству пегматитовых тел они значительно уступают позднеорогенным пегматитам во всех пегматитовых районах. Площади их развития пространственно нередко частично перекрываются. Во всех районах пегматиты активизации развиты там, где известны более древние пегматиты, связанные с орогенным этапом развития складчатых систем.

Пегматиты автономной активизации

Пегматиты систем автономной активизации (областей, зон активизации) развиты только в пределах Хэнтэй-Керуленской провинции. Здесь выделяются поля пегматитов двух групп: 1) залегающие в молодых складчатых системах, в которых этап активизации наложился на молодой ороген непосредственно после его консолидации; 2) залегающие в древних активизированных системах, в которых этап активизации отдален от периода консолидации системы значительным промежутком времени. Пегматиты первой группы развиты только в Хэнтэйском пегматитовом районе.

Хэнтэйский пегматитовый район включает три хорошо изученных пегматитовых поля с хрусталеносными пегматитами (см. гл.1). Пегматитовые тела имеют секущие положения и постепенные переходы, при этом в эндоконтактах тел всегда располагаются пегматиты гранитной или графической структур, а обычные для ранних этапов пегматиты с аплитовой структурой отсутствуют. Последовательность формирования минеральных ассоциаций в этих пегматитах в общем виде такова: $Kпш + Kв + Пл + Бт \rightarrow Kпш + Kв \pm Бт$

$\rightarrow Kпш + Kв \pm Алб \rightarrow Kв \pm Алб \rightarrow Kпш \rightarrow Kлв.$

Главные минералы пегматитов всех разновидностей — калишпат

Таблица 2.39

Минеральный состав пегматитов автономной активизации Хэнтэйского района, об. %

Минерал	Пегматит			
	гипидио- морфнозер- нистый (8)	графичес- кий (6)	блоковый (4)	кварцевое ядро (2)
Калишпат	47,6	54,8	50,3	-
Плагиоклаз (в том числе альбит)	18,0	7,2	9,9	8,2
Кварц	26,8	32,7	38,9	91,5
Биотит	6,3	4,8	-	-
Мусковит	0,6	-	0,6	0,2
Магнетит	0,5	0,4	0,2	-
Гранат	0,2	0,1	-	-
Турмалин	-	-	0,1	0,1

и кварц; плагиоклаз и биотит имеют подчиненное значение. В отдельных жилах Жанчивланского массива отмечается поздний секущий шиннвальдит. В аксессуарных количествах присутствуют турмалин, мусковит, топаз, берилл, ортит, ширкон, молибденит, халькопирит. Минеральный состав пегматитов представлен в табл. 2.39.

Калишпат во всех структурно-минералогических зонах представлен микроклином или промежуточным микроклином с рентгеновской триклинностью $\Delta\rho = 0,75-0,90$; $2V = 78-82^\circ$. Во всех разновидностях и генерациях калишпата многочисленны пертитовые вроски. От ранних генераций к поздним резко возрастает количество рубидия и сокращается - бария. В целом поведение редких элементов обычно для минералов и других пегматитов района (табл. 2.40).

Плагиоклаз ранней генерации в пегматитах гипидиоморфнозернистой структуры представлен олигоклазом № 10-14. В графических и блоковых пегматитах - это альбит № 4-10. От ранних генераций к поздним содержание всех редких элементов в плагиоклазах закономерно сокращается.

Биотит концентрируется в пегматитах ранних структур, при этом количество его невелико (3-8%). Показатели преломления пегматитов высокие - 1,675-1,680. О. Гэрэл приводит для пегматитов Горихинского поля еще более высокие цифры: $Ng^1 = 1,687$; железистость $f = 99\%$ /Гэрэл, 1978/.

Пегматиты автономной активизации второй группы, в которых

Таблица 2.40

Состав минералов из пегматитов автономной активизации Хэнтэйского района

Минеральная ассоциация пегматита	Число проб	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Sn
		%			г/т				
Плаггиоклаз									
Гипидиоморфнозернистого	8	1,24	7,12	3	16	Не обн.	260	31	Не обн.
Блокового	12	0,62	7,78	2	12	"	200	16	0,5
Калишпат									
Гипидиоморфнозернистого	6	8,92	1,74	3	780	5	420	63	1,5
Графического	4	9,20	1,23	3	935	6	275	42	2,0
Блокового	8	8,90	1,14	5	1120	6	182	26	2,0
Биотит									
Гипидиоморфнозернистого	3	7,20	0,14	-	4420	340	260	30	45

Таблица 2.41

Минеральный состав пегматитов автономной активизации
Хэнтэйского района (Эльстуинское поле), об. %

Минерал	Пегматит			
	апографи- ческий (4)	мелкобло- ковый (5)	крупнобло- ковый (4)	зоны с кварц-сло- дяным за- мещением (3)
Калишпат	27,4	30,7	34,3	26,2
Альбит	28,7	16,4	20,2	9,7
Кварц	38,6	41,6	33,7	46,1
Слюды	4,8	7,7	7,1	11,9
Турмалин	-	0,8	0,6	2,8
Флюорит	0,2	2,2	3,7	3,1
Прочие	0,3	0,6	0,4	0,2

Таблица 2.42

Минеральный состав пегматитов автономной активизации
Керуленского района, об. %

Минерал	Раннемезозойский этап		Позднемезозойский этап		
	Пегматит				
	гипидио- морфно- зернистый (8)	графи- ческий (8)	блоко- вый (8)	апографи- ческий (2)	блоко- вый (2)
Калишпат	43,1	50,8	40,3	36,7	32,6
Альбит (в том чис- ле клеве- ландит)	21,3	13,5	17,5	22,9	21,5
Кварц	30,4	31,4	36,8	34,3	38,5
Слюды	4,2	2,3	2,4	3,1	4,4
Магнетит	0,3	0,1	-	1,3	0,6
Турмалин	-	0,5	0,4	-	0,4
Топаз	-	0,2	0,6	-	-
Флюорит	0,7	1,2	0,8	1,4	1,6
Прочие	-	-	1,2	0,3	0,4

Таблица 2.43

Состав калишпатов из пегматитов автономной активизации Хэнтэйского (Эльстуинское поле) и Керуленского районов

Район	Этап	Минеральная ассоциация пегматита	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Sn
			%		г/т					
Хэнтэй-ский	IV	Апографического	10,83	2,16	5	830	3	120	36	2
		Блокового	11,28	2,64	12	970	6	80	18	2,5
Керу-ленский		Графического	8,87	2,38	5	450	5	150	40	1
		Блокового	10,06	3,14	2	605	7	60	10	2
	V	Апографического	11,32	2,43	Не обн.	380	Не обн.	80	15	1,5
		Блокового	10,77	1,79	"	580	5	60	15	2

этап активизации наложен на консолидированные структуры, развиты только в пределах Жанчивланского массива, где образуют два обособленных пегматитовых поля в северной и южной частях. Поскольку пегматиты в основном развиты в северной части массива (Эльстуинское поле), то рассмотрим их состав. Последовательность формирования минеральных ассоциаций имеет такую схему: $Kпш + Kв + Пл + Цнв \rightarrow Kпш + Kв + Алб + Цнв + Мск \rightarrow Kв + Kпш + Алб + Цнв + Мск \rightarrow Алб + Kв$.

Главные минералы этих пегматитов – кварц, микроклин и альбит (табл. 2.41). Калишпат всех генераций представлен микроклинпертитом с рентгеновской триклинностью $\Delta\rho = 0,8-0,9$; $2V = 75-80^\circ$. Количество его и величина кристаллов от ранних генераций к поздним закономерно растут. Геохимия калишпатов и слюд в гранитах и в меньшей степени в пегматитах этой группы изучены В.И.Коваленко и другими /Редкометалльные гранитоиды..., 1971; Коваленко, 1977; и др./. В калишпатах всех генераций пегматитов отмечены повышенные содержания (г/т) редких щелочей: лития – 5–15, рубидия – 810–1060, цезия – 3–8. И наоборот, количества щелочноземельных элементов в них незначительны: бария – 80–150, стронция – 18–36 г/т. Из слюд в пегматитах Эльстуинского поля встречается шинвальдит. Плаггиоклаз во всех структурных разновидностях представлен минимальными количествами редких элементов. Из других минералов в аксессуарных количествах присутствуют магнетит, берилл, касситерит, топаз, изредка гранат и танталниобаты.

Особенности пегматитовых тел поля – почти полное отсутствие в них пегматитов первично магматических структур. Пегматиты гипидиоморфнозернистой и графической структур встречаются исключительно редко. Апографические пегматиты, обычные во всех ранних этапах пегматитообразования, отмечаются здесь эпизодически.

Пегматиты автономной активизации Керуленского района по минеральному составу несколько отличаются от пегматитов Хэнтэйского района (табл. 2.42). Количеством главных минералов они ближе хэнтэйским хрусталеносным, но по строению и набору аксессуарной минерализации существенно отличаются от них. В то же время пегматиты последующего этапа близки пегматитам второй группы Хэнтэйского.

Плаггиоклаз во всех пегматитах представлен альбитом № 3–10 калишпат – максимальным микроклином $\Delta\rho=0,9$, $2V = 80-84^\circ$. Содержание редких элементов и петрогенных щелочей в калишпатах представлено в табл. 2.43.

По количеству щелочноземельных элементов и олова пегматиты четвертого и пятого этапов близки. Заметно отличаются они лишь содержаниями рубидия.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЕГМАТИТОВ

Петрогенные элементы

Изучение петрохимических особенностей пегматитов принято с целью сопоставления их с гранитами материнских формаций, анализа эволюции вещества в процессе становления пегматитовых тел и общей эволюции процессов от этапа к этапу. Преследовалась также возможность сопоставления пегматитов различных районов между собой. Ранее подобные исследования проводились только в Приольхонском районе /Иванов, Шмакин, 1980/.

Букачанский пегматитовый район петрохимически изучался Н.В.Петровской и А.А.Якжиным /Якжин, 1939/. В табл. 3.1 приведены их данные (4 и 5 соответственно). Более поздние публикации по району не содержат химических анализов изученных нами объектов или не имеют конкретной привязки, вследствие чего мы приведем только оригинальный материал для пегматитов Букачанского и других районов.

Пегматиты гипидиоморфнозернистых структур син- и позднеорогенной формаций различаются между собой незначительно количеством кремнезема, суммой щелочных элементов и их соотношением. В пегматитах структур перекристаллизации и замещения заметно усиливается относительная роль главных компонентов: кремнезема, глинозема и щелочных элементов, хотя на разных стадиях процесса неоднозначно.

В пегматитовых телах синорогенной формации, где процессы замещения проявились не так масштабно, как в позднеорогенных, средний валовый состав практически не отличается от пегматитов гипидиоморфнозернистой (или порфиробластовой) структуры. В неполнодифференцированных пегматитовых телах позднеорогенной формации он приближается к пегматитам апографической структуры (см. табл. 3.1), на долю которых приходится до половины объема пегматитовых тел, а иногда и больше. Полнодифференцированные тела до половины объема сложены пегматитами блоковой структуры и мономинеральным кварцем. В других телах, где интенсивно проявлен кварц-мусковитовый комплекс, блоковые пегматиты находятся в подчиненном объеме. Таким образом, о среднем валовом составе полнодифференцированных тел позднеорогенной формации можно говорить лишь с большой долей условности, поскольку каждое из тел в достаточной мере уникально.

В Приольхонском пегматитовом районе во всех пегматитовых телах протерозойских и палеозойской формаций изучены пегматиты мелкозернистых структур. Кроме того, выполнены петрохимические пересчеты состава блоковых пегматитов по объемным соотношениям их минералов.

Допалеозойские пегматиты сопоставлены по мелкозернистым разновидностям гипидиоморфнозернистых и гранобластовых структур (см. табл. 3.1). Как показано выше, на долю пегматитов этих структур приходится большая часть объема тел, образовавшихся на первом этапе кристаллизации, поэтому в первом приближении эти цифры дают представление о составе пегматитов начального периода их становления: метаморфического в доскладчатых телах и магматического в позднеинскладчатых и постскладчатых. Химические составы этих пегматитов близки. Отличия характерны лишь для щелочных и очень незначительны для других петрогенных элементов. Тем не менее эти отличия всегда однонаправленны. Так, от доскладчатых пегматитов к позднеинскладчатым и особенно к постскладчатым увеличиваются сумма щелочных элементов и количество кремния, содержания же титана, железа, магния и кальция сокращаются. Нижнепротерозойские пегматиты отличаются от верхнепротерозойских соотношением щелочных элементов: в последних постоянно K_2O преобладает над Na_2O , что достаточно отчетливо отразилось и в минеральном составе этих пегматитов.

На послемагматическом этапе становления пегматитов резко возрастает роль отдельных элементов. Приведем химические анализы замещенных допалеозойских пегматитов Приольхонского района, отвечающих ранней стадии процесса (вес. %):

Номер пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
19	72,90	0,03	14,28	0,34	0,29
20	72,46	0,07	14,90	0,23	0,31

Номер пробы	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O
19	0,92	0,30	7,60	3,10	0,24
20	1,05	0,32	6,90	3,76	0,16

Примечание. Состав пегматитов высчитан на основе объемных соотношений минералов.

В отличие от незамещенных постскладчатых пегматитов гипидиоморфнозернистой структуры в них выше содержание K_2O , а SiO_2 несколько меньше. Повышенные содержания CaO объясняются залеганием этих тел в основных породах Бирхинского поля. Сравнение пегматитовых тел показывает, что существенного изменения в других компонентах пород на ранней щелочной стадии не происходит.

Дальнейшая эволюция кислотности — щелочности растворов сопровождается замещением ранее образованных минеральных зон.

Кварц-мусковитовое замещение сопровождается существенным изменением содержания главных элементов как позднеинскладчатых,

Таблица 3.1

Химический состав пегматитов Прибайкальского пояса, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	71,36	73,01	74,83	76,61	71,09	75,63
TiO ₂	0,18	0,08	0,04	0,04	-	0,02
Al ₂ O ₃	14,78	13,38	14,20	13,49	17,90	14,91
Fe ₂ O ₃	0,68	0,62	0,38	0,02	0,42	0,32
FeO	1,26	0,82	0,57	0,10	0,80	0,41
MgO	2,56	2,08	0,86	0,60	2,27	0,38
CaO	0,37	0,32	0,18	0,07	0,29	0,36
Na ₂ O	2,68	5,10	4,39	5,43	2,32	3,02
K ₂ O	5,58	4,15	4,18	3,34	4,30	3,89
П.п.п.	0,40	0,37	0,32	-	0,33	0,92
H ₂ O	0,15	0,07	0,05	0,30	0,12	0,14

Примечание. Букачанский район: 1 - пегматиты синороген гипидиоморфнозернистые (2); 3 - апографический пегматит; 4, 5 - Приольхонский район: 7-9 - пегматиты гипидиоморфнозернистые (7-чатые, среднее из 4; 9 - постскладчатые, среднее из 4); 10, 13 - (11-кварцевое замещение, 12, 14 - альбитовое (4)).

так и постскладчатых пегматитов. В позднесинскладчатых телах вынос K₂O составляет более 2%. В постскладчатых - количество калия сокращается еще более существенно. Отмечается незначительное увеличение содержаний Al₂O₃, SiO₂ и Na₂O. Повышение концентраций Na характерно для начального периода кварц-мусковитового замещения. Для Приольхонского пегматитового района это весьма важный процесс, поскольку собственно кварц-мусковитовое замещение этой стадии имеет ограниченное развитие. Во многих телах начало стадии возрастания кислотности фиксируется в образовании плагиоклазовых пегматитов апографической структуры с аксессуарными минералами: обильным турмалином, редкими зернами граната и единичными - берилла. Иногда вслед за этим процессом развиваются зоны кварцевого замещения, а собственно кварц-мусковитовый комплекс при этом отсутствует. По-видимому, это происходит в случае недосыщения раствора летучими, без которых процесс гидролиза полевых шпатов затруднен (Петровская, 1937;

7	8	9	10	11	12	13	14
71,76	72,84	73,73	74,08	81,69	73,72	74,57	74,00
0,20	0,04	0,03	0,05	0,07	0,06	0,05	0,02
14,11	14,56	14,30	14,63	9,63	14,89	15,06	15,39
0,90	0,41	0,48	0,48	0,32	0,51	0,41	0,54
1,16	0,55	0,53	0,31	0,73	0,83	0,34	0,30
1,35	0,79	0,60	0,73	0,90	0,43	0,84	0,57
0,91	0,31	0,30	0,23	0,27	0,48	0,33	0,28
3,09	6,85	5,87	4,78	3,34	2,71	3,00	2,23
6,03	3,16	3,63	3,66	2,75	5,62	4,38	6,08
0,37	0,45	0,50	0,79	0,37	0,61	0,89	0,42
0,12	0,04	0,03	0,15	0,04	0,14	0,13	0,17

ные гипидиоморфнозернистые, среднее из 2; 2 - позднеорогенные пегматоидный (Яншин, 1939); 6 - кварц-мусковитовый комплекс. синорогенные, среднее из 2; 8 - позднеорогенные, позднесинскладчатый кварц-мусковитовый комплекс (6), 11, 12, 14 - замещенные

Родионов, 1964; и др./ В соответствии с принципом Д.С. Коржинского на этой стадии процесса повышается роль менее щелочных элементов по отношению к более щелочным.

В стадии максимальной кислотности растворов происходит выпадение мономинерального кварца. Кварцевое замещение сопровождается выносом всех петрогенных элементов. При этом последовательность разложения минералов, как правило, следующая: вначале разлагаются микроклин и биотит, затем роговая обманка, кварц и другие минералы. Частые реликты темноцветных минералов и плагиоклаза в зонах кварцевого замещения, а также вновь образованные турмалин, гранат, гидроокислы железа нередко определяют повышенные содержания CaO, FeO, Fe₂O₃ и MgO в этих зонах.

При новом повышении щелочности главная роль принадлежит натрию. Замещение полевых шпатов, слюд и кварца сопровождается выпадением альбита, новообразованных кварца и мусковита. При этом в процессе замещения темноцветных минералов, практически лишенных примесей, кварц-альбитовым агрегатом в раствор вводит-

ся большая группа компонентов, дающая начало аксессуарным минералам, главными из которых являются апатит, гранат и берилл.

Метасоматическое замещение пегматитов на послемагматическом этапе приводит к выносу за пределы тел многих элементов. На этом этапе формируются широкие геохимические и минеральные ореолы вокруг пегматитовых тел, а также происходит перекристаллизация пород экзоконтактов Акуфтырева, 1964; Шмакин, Макрыгина, 1969; Глебов, Шмакин, 1971/. В метаморфической толще эти изменения выразились в перекристаллизации биотита и замещении его мусковитом, раскислении плагиоклаза, микроклинизации и окварцевании. В габбро-диоритах озерского комплекса вокруг крупных дифференцированных тел происходят еще более существенные изменения по схеме: Пл (№ 52-65) + Ди + Пог + Т - Мгн + Би (неизменные породы) → Пл (№ 45-58) + Би + Пог + Сф → Пл (№ 40-45) + Би + Сф + Кв ± Мск (экзоконтакт).

Палеозойские пегматиты (табл. 3.2) заметно отличаются от соответствующих им допалеозойских по химическому составу (вес.%):

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
30	75,16	0,01	13,88	0,04	0,22
31	74,95	-	14,08	0,03	0,92
32	75,60	-	14,28	0,07	1,00
33	75,41	0,01	14,32	-	0,86

Номер пробы	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O
30	0,21	0,19	7,65	2,43	0,21
31	0,30	0,21	5,42	3,66	0,43
32	0,47	-	4,32	4,25	-
33	0,39	0,20	5,27	3,35	0,19

Примечание: Пробы 30 и 33 - апографический амазонитовый пегматит; 31 и 32 - пегматит гипидиоморфнозернистой структуры.

В основном отличия заключаются в более высоких содержаниях SiO₂ и FeO. Количество Fe₂O₃, CaO, MgO и TiO₂ - низкие.

Тажеранские пегматиты несколько богаче щелочами, чем айнские. Пегматиты магматического этапа становления обогащены плагиоклазом и биотитом, что отразилось в повышенных содержаниях натрия, железа и кальция.

В отличие от допалеозойских пегматитов процесс калишпатизации в палеозойских в раннюю щелочную стадию сопровождался интенсивным замещением плагиоклаза, частично кварца и выносом за пределы тел натрия и кремния. Важную роль в этом процессе играли редкие щелочи Rb и Cs. Известно /Шмакин, 1976/,

Таблица 3.2

Химический состав пегматитов Хэнтэйского района, вес. %

Компонент	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	74,10	75,56	75,42	72,60	73,38	73,87	76,41	75,72	76,07	74,21	75,05	74,11	72,44
TiO ₂	0,22	0,07	0,07	0,07	0,05	0,03	0,03	0,09	0,01	0,03	0,01	Не обн.	-
Al ₂ O ₃	12,96	13,28	13,39	14,89	15,03	14,12	14,07	12,44	13,35	14,07	14,08	13,97	16,96
Fe ₂ O ₃	1,09	0,70	1,00	0,48	0,29	0,30	0,65	0,96	0,26	0,41	0,20	0,21	0,10
FeO	0,70	0,55	0,75	0,68	0,63	0,43	0,02	1,15	0,45	0,53	0,24	0,19	0,08
MgO	0,75	0,53	0,50	0,37	0,30	0,28	0,08	0,23	0,15	0,10	0,10	0,18	-
CaO	1,02	0,77	0,51	1,90	1,50	0,78	0,26	0,37	0,23	0,38	0,21	0,21	0,26
Na ₂ O	5,18	3,23	4,36	4,81	4,36	3,92	5,03	2,49	2,50	2,37	6,43	1,93	4,16
K ₂ O	3,44	4,53	3,31	3,57	3,88	5,80	2,50	6,09	6,70	7,49	3,17	8,80	5,80
П.п.п.	0,54	0,78	0,69	0,63	0,58	0,47	0,95	0,46	0,28	0,41	0,51	0,40	0,20

Примечание. 15-17 - синорогенные: 15 - гипидиоморфнозернистые (4), 16 - апографический (3); 17 - бластокатакlastические (3); 18-21 - позднеорогенные: 18 - аплитовидный (2), 19 - гипидиоморфнозернистый (3), 20 - апографический (3), 21 - апографический, подвергшийся мусковитовому замещению; 22, 23 - отраженной активизации: 22 - гипидиоморфнозернистый (4), 23 - графический (2); 24-27 - автономной активизации: 24 - гипидиоморфнозернистый (2), 25 - неяснографический (2), 26 - графический, 27 - блоковый (5), рассчитан, исходя из объемных соотношений минералов.

что с уменьшением давления увеличивается возможность вхождения элементов с большим ионным радиусом на позиции элемента-аналога, имеющего меньший ионный радиус. Эта закономерность прослеживается не только в палеозойских пегматитах по отношению к более глубинным допалеозойским, но и в пределах одного тела по вертикали. Так, калий-рубидиевое отношение в пределах апографической зоны в одной из жил сокращается соответственно от 15 до 10 в биотитах и от 90 до 70 в микроклинах в интервале около 20 м по вертикали.

Вынос петрогенных элементов пегматитовых тел за их пределы на ранней щелочной стадии приводит к замещению боковых пород. В сиенитах появляются экзоконтактовые ореолы кварца. В габбро по пироксену и амфиболу образуется биотит. Плаггиоклаз при этом раскисляется. Непосредственно в экзоконтакте нередко образуется микроклин.

Стадии возрастания и максимальной кислотности в палеозойских пегматитах имеют подчиненное значение. Особенностью этого периода формирования пегматитов является подвижное состояние элементов редких земель. Переход системы к нейтральному состоянию приводит к образованию ортита, менделеевита, ширтолита, наряду с некоторым повышением активности натрия. При этом новообразованный плаггиоклаз обеднен этими элементами. В допалеозойских пегматитах тенденция понижения роли щелочных элементов по отношению к элементам с менее щелочными свойствами в стадии возрастания кислотности менее отчетлива. Поздняя щелочная стадия проявлена весьма широко. Однако этот процесс имеет более локальный характер, чем ранняя щелочная стадия. Альбитизация характерна только для крупных тел амазонитсодержащих пегматитов. Замещение альбитом полевых шпатов не приводит к значительному изменению состава пегматитов. Тем не менее замещение микроклина сопровождается выносом калия, лития, рубидия и цезия. Как показано в предыдущей главе, этой стадии метасоматического процесса отвечает период амазонитизации пегматитов. При этом перекристаллизации микроклина не происходит. Натровый метасоматоз не приводит к изменению химизма калишпатов, а способствует упорядочению кристаллической решетки микроклинов до максимального микроклина. Таким образом, отношение натрового метасоматоза к амазонитизации апосредственно.

Петрохимические особенности пегматитов Хэнтэй-Керуленской провинции ранее не изучались. Нами в этой главе предпринята попытка проследить эволюцию главных компонентов пегматитов в процессе пегматитообразования на различных этапах тектоно-магматического развития провинции, а также характер распределения в них некоторых редких элементов с целью анализа принадлежности пегматитов различных этапов к определенным металлогеническим формациям путем их сопоставления с пегматитами классических провинций.

Изучение химизма пегматитов различных формаций и типоморфизма минеральных ассоциаций, проведенное Г.Г.Родионовым с соав-

торами /1972/, показало, что наиболее стабильные ассоциации пегматитовых тел, графические пегматиты, закономерно изменяются в зависимости от глубинности процесса и вследствие термодинамических условий пегматитообразования. В предыдущей главе показано, что при всем разнообразии минералогических и структурных ассоциаций в пределах провинции эти структурные разновидности пегматитов не являются сквозными; обычные на одних этапах, они вместе с тем отсутствуют или встречаются эпизодически на других. Вместе с тем мелкозернистые приконтактовые зоны пегматитов, удобные для петрохимических исследований, повсеместны. Поэтому мы отдали предпочтение мелкозернистым пегматитам собственно магматических или метаморфических структурных зон и мелкозернистым структурам перекристаллизации, преимущественно апографическим, обработка и анализ которых проведены по методикам, охарактеризованным ранее /Иванов, Шмакин, 1980/.

Древнейшие пегматиты Хэнтэйского пегматитового района отличаются значительными флуктуациями состава всех петрогенных элементов. Гипидиоморфнозернистые калишпат-плагиоклазовые пегматиты, катаклазированные и частично замещенные — наименее измененные разновидности пегматитов. Тем не менее флуктуации в них прежде всего щелочных элементов и кремния в значительной мере объясняются наложенными процессами. Все разновидности этих пегматитов характеризуются высокой суммой щелочей и постоянным преобладанием натровой составляющей над калиевой. Это обстоятельство не было столь очевидно при анализе пространственно общих с ними гранитоидов. Пегматиты, кроме того, отличаются меньшими абсолютными значениями кремнезема по сравнению с гранитами (см. табл. 3.2).

Интенсивно катаклазированные пегматиты с бластокатакlastическими структурами и гнейсовыми текстурами отличаются близкими количествами петрогенных щелочей, лишь в некоторых резко преобладает натровая составляющая. Вместе с тем отмечаются разновидности с некоторым преобладанием калия над натрием, которые в менее измененных разновидностях отсутствуют. Замещение пегматитов сопровождается выносом феррического компонента, хотя, как отмечалось выше, заметного сокращения в них темноцветных минералов не наблюдается. Сохраняется соотношение двухвалентного железа с трехвалентным. Оно всегда меньше единицы. Ранее нами показано, что в пегматитах общая железистость, как правило, выше, чем в существующих, генетически родственных гранитах /Иванов, Шмакин, 1980/. В пегматитах первого этапа Хэнтэйского пегматитового района это различие либо уничтожено, либо отсутствует вообще. В относительно менее распространенных пегматитах апографической структуры калий обычно преобладает над натрием, они же отличаются высокими значениями кремнезема по сравнению с другими разновидностями.

В целом первичные ассоциации минералов пегматитов отличаются от последующих более низкими значениями содержаний крем-

незема, глинозема, калия и летучих компонентов. Пегматиты замещения обогащены этими петрогенными элементами. В свою очередь, в них ниже количество натрия, фемических компонентов и кальция, чем в незамещенных. По своим петрохимическим параметрам они близки нормальным слабощелочным гранитам повышенной кремнеземистости.

Пегматиты второго этапа Хэнтэйского пегматитового района петрохимически представлены тремя структурными разновидностями: пегматитами аплитовой, гипидиоморфнозернистой и апографической структур. Пегматиты аплитовой структуры, слагающие от $1 \cdot 10^{-2}$ до $1 \cdot 10^{-3}$ объема пегматитового тела, отличаются от других разновидностей наибольшими колебаниями содержаний петрогенных элементов, что в значительной мере объясняется влиянием вмещающих пород.

В табл. 3.2 показаны составы пегматитов аплитовой структуры двух тел, залегающих в роговообманково-биотитовых гнейсах экзоконтакта гранитоидного массива и гранитах эндоконтакта. По содержанию кремнезема и летучих компонентов эти пегматиты близки, но они значительно отличаются количествами щелочных элементов, суммой фемических компонентов и содержанием кальция. Так, пегматиты эндоконтактной оторочки тел, залегающих в гнейсах, более чем вдвое отличаются от аналогичных пегматитовых тел в гранитах.

Пегматиты гипидиоморфнозернистой структуры в отличие от пегматитов аплитовой структуры характеризуются близкими значениями содержаний петрогенных щелочей. Отличия других компонентов несущественны, но однонаправлены в общем ряду аплитовидный-гипидиоморфнозернистый - апографический пегматит. Так, количества кремнезема и калия в этом ряду несколько возрастают за счет фемических компонентов кальция и натрия.

Первичные структурные разновидности пегматитов по составу близки нормальным биотитовым гранитам этого же этапа. В то же время апографические пегматиты тяготеют к нормальным и лейкократовым гранитам, отличаясь от них лишь более высокой суммой щелочей.

От пегматитов первого этапа аналогичные структурные разновидности отличаются большей глиноземистостью и содержанием кальция, меньшей кремнекислотностью.

Другие структурные разновидности пегматитов петрохимически не изучались. Лишь в графических пегматитах определены содержания щелочных элементов. Калий в них резко преобладает над натрием. В пересчете на окислы отношение калиевого компонента к натриевому достигает 4-5, а абсолютные значения K_2O не ниже 9,6. Содержание Na_2O не превышает 1,9.

В табл. 3.2 представлен анализ апографического пегматита, подвергшегося кварц-мусковитовому замещению. Поскольку подобное замещение в различных пегматитовых телах неодинаково, то представленная разновидность может лишь характеризовать направ-

ление петрохимической эволюции этих пегматитов, а не их состав. Так, замещенный пегматит заметно отличается от других разновидностей повышенными содержаниями кремния и натрия. Количество глинозема в них практически не меняется, другие же компоненты выносятся за пределы зоны или пегматитового тела.

Пегматиты отраженной складчатости, соответствующие третьему этапу пегматитообразования, представлены лишь двумя структурными разновидностями, относительно мелкозернистыми (см. табл. 3.2). Как показано выше, эти пегматиты имеют меньшее развитие, чем блоковые или кварцевые ядра, тем не менее графические пегматиты развиты повсеместно и для третьего этапа являются одними из главных. В свою очередь, гипидиоморфнозернистые пегматиты представляют несомненный интерес, поскольку эта разновидность по составу и структуре наиболее близка материнским гранитам.

И те и другие имеют существенно калищатовый состав, что отражается в двух-трехкратном преобладании калиевой составляющей над натриевой в их химическом составе, высокими содержаниями кремнезема. Из гранитов этапа к ним более или менее близки по составу и петрохимическим параметрам равномернозернистые биотитовые и лейкократовые (разновидности), наиболее распространенные среди гранитоидов третьего этапа. Графические пегматиты содержат несколько больше щелочей и глинозема, чем гипидиоморфнозернистые, при относительно равных количествах кремнезема. В них в 3-4 раза меньше фемических компонентов. Характерна высокая железистость.

От пегматитов предыдущих этапов они резко отличаются соотношениями щелочей, пониженной глиноземистостью, большей кремнекислотностью.

Пегматиты третьего этапа, связанные с мелко-среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами, петрохимически не изучались.

Из пегматитов четвертого этапа, этапа автономной активизации, Хэнтэйского пегматитового района изучены петрохимически четыре структурные разновидности (см. табл. 3.2). Три из них имеют подчиненное распространение (гипидиоморфнозернистые, неяснографические и графические). Состав блоковых пегматитов рассчитан по объемным соотношениям минералов. Первые из них относятся к существенно калищатовым разновидностям, в которых калиевая составляющая втрое превышает натриевую. По количеству щелочей они практически не отличаются от гранитов, хотя в последних не так контрастно отношение натрия к калию. Количество кремнезема в гранитах и пегматитах гипидиоморфнозернистой структуры близки, а глинозема в пегматитах несколько больше. В свою очередь, сумма фемических элементов в гранитах выше, чем в пегматитах. Пегматиты так же, как и граниты этапа, отличаются высокой железистостью и щелочностью. По своим петрохимическим параметрам они соответствуют щелочным гранитам.

Пегматиты неяснографической структуры резко обогащены нат-

рием по сравнению со всеми другими разновидностями пегматитов этапа. В них несколько выше и содержания кремнезема, а калия вдвое меньше, чем в пегматитах гипидиоморфнозернистой и графической структур. От гранитов эти пегматиты отличаются лишь более высокой суммой щелочных элементов и их соотношениями. По содержанию петрогенных элементов и своим петрохимическим параметрам эти пегматиты отвечают апогранитам А.А.Беуса и А.А.Ситина /1965/.

Графический пегматит еще более насыщен калием. Содержания же натрия в них минимальны по сравнению с другими структурными разновидностями. В пегматитах блоковой структуры количества щелочных элементов близки с небольшим преимуществом калиевой составляющей. В них резко повышены содержания глинозема, а количества кремнезема, наоборот, минимальны.

Таким образом, мелкозернистые пегматиты аплитовой и гипидиоморфнозернистой структур по составу близки гранитам соответствующих этапов /Иванов и др., 1982/. При этом пегматиты ранних этапов развития района (первого и второго) близки лишь наиболее лейкократовым разновидностям и биотитовым гранитам поздних фаз. В то же время пегматиты поздних этапов, залегающие непосредственно в гранитах, сохраняют гораздо больше общих петрохимических характеристик этих гранитов.

Древнейшие пегматиты Керуленского пегматитового района петрохимически представлены несколькими структурными разновидностями. При этом даже гипидиоморфнозернистые и графические пегматиты, которые принято считать первичными, т.е. не замещенными на последующих стадиях процесса, в данном случае не являются "первичными" в истинном значении термина, поскольку в той или иной степени они подверглись динамическим и метасоматическим преобразованиям на более поздних этапах тектономагматического развития провинции. Применительно к ним можно лишь говорить о "менее измененных" и "более измененных" пегматитах.

Гипидиоморфнозернистые пегматиты характеризуются одинаково высокими содержаниями кремнезема и существенными колебаниями других важнейших петрогенных компонентов: глинозема, окислов железа, кальция и щелочных элементов. Вместе с тем эти флуктуации гораздо менее значительны, чем у тех же элементов в гранитах первого этапа Керуленского района (табл. 3.3). По составу они тяготеют к биотитовым и роговообманково-биотитовым гранитам этапа, отличаясь в то же время от них более высокими количествами петрогенных щелочей. В ряду граниты этапа - пегматиты этапа гипидиоморфнозернистые пегматиты эндоконтактов являются крайними членами, закономерно сменяющимися наиболее щелочные граниты и отличающиеся от них еще большей щелочностью и кремнекислотностью. Это обстоятельство противоречит известному правилу об идентичности состава пегматитов эндоконтактовых частей тел материнским гранитам и является дополнительным свидетельством о наличии между гранитами и пегматитами района не генетической, а парагенетической связи.

Таблица 3.3

Химический состав пегматитов Керуленского района, вес. %

Компонент	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	75,25	70,12	75,51	74,96	69,85	72,76	73,50	73,04	74,94	79,51	76,85	72,81
TiO ₂	0,32	0,08	0,07	0,14	-	0,11	0,10	0,07	0,07	-	0,03	0,04
Al ₂ O ₃	13,00	15,38	13,22	13,48	17,39	15,28	14,14	15,19	13,53	11,40	12,72	15,11
Fe ₂ O ₃	0,97	0,57	1,07	0,70	0,62	0,46	0,71	0,66	0,63	0,68	0,90	0,69
FeO	1,13	0,46	0,75	0,77	0,31	0,62	1,30	1,03	0,41	0,50	0,63	0,59
MgO	0,76	0,45	0,56	0,61	0,17	0,38	0,22	0,14	0,16	-	0,19	0,22
CaO	1,40	0,50	0,70	0,74	0,37	1,60	1,03	0,74	0,64	0,48	0,65	0,53
Na ₂ O	4,56	1,94	3,84	3,71	3,38	4,08	3,88	5,72	2,57	4,23	4,72	4,59
K ₂ O	2,14	10,08	3,62	4,26	7,91	4,16	4,49	2,75	6,43	2,50	2,48	3,14
П.п.п.	0,47	0,42	0,66	0,63	-	0,55	0,63	0,66	0,62	-	0,83	2,28

Примечание. 28-32 - пегматиты синорогенные: 28 - гипидиоморфнозернистый (4), 29 - графический (2), 30 - бластокатакlastический (3), 31 - апографический (3), 32 - блоковый (3), рассчитанный на основании соотношений минералов. 33-39 - пегматиты позднеорогенные: 33 - аплитовидный (4), 34 - гипидиоморфнозернистый (4), 35 - апографический (4), 36 - мелкоблоковый (2), 37 - блоковый (4), расчетные данные; 38 - бластокатакlastический (4); 39 - пегматиты, подвергшиеся кварц-мусковитовому замещению (4).

Графические пегматиты, так же как и гипидиоморфнозернистые, несут следы катаклаза и перекристаллизации, хотя калишпатовый бластез в них менее отчетлив. В них многократно (более чем в 5 раз) содержание калиевой составляющей превышает натриевую, в 1,5 раза выше сумма щелочей, несколько больше глинозема, а содержания кремнезема и фемических компонентов, наоборот, значительно меньше. Графические пегматиты — наиболее щелочные разновидности из пегматитов этапа. Среди гранитов этого возраста их аналоги отсутствуют.

Из замещенных наиболее распространены пегматиты бластокатакластических и апографических структур. Первые из них, по-видимому, развиваются по всем структурным разновидностям, но наиболее отчетливы в приконтактных частях, где по плоскостям катаклаза в них развиваются фенобласты калишпата и мелкочешуйчатый биотитовый агрегат, подчеркивающие текстурно-структурные особенности катакластических изменений.

Баланс главных петрогенных элементов в них существенно не отличается от гипидиоморфнозернистых пегматитов, но эти отличия тем не менее подчеркивают определенную закономерность. В частности, несмотря на то, что количество натриевой компоненты (по весу) в общем случае несколько выше, чем калиевой, как и в гипидиоморфнозернистых пегматитах, их контрастность не столь заметна или же практически не наблюдается. Существенно изменяется соотношение трехвалентного железа к двухвалентному за счет второго. Несколько возрастает количество летучих, железистость пегматитов и агпаитность. Своими петрохимическими параметрами бластокатакластические разновидности ближе нормальным гранитам, чем менее измененные пегматиты гипидиоморфнозернистой структуры. В них значительно уменьшается нормативный номер плагиоклаза.

В графических пегматитах, подвергшихся значительным динамическим преобразованиям, наоборот, содержания калия падают на фоне общего сокращения суммы щелочей и возрастает относительная роль натриевой составляющей (поведение других элементов в этих разновидностях не изучалось). По содержанию петрогенных элементов бластокатакластические пегматиты близки биотитовым гнейсогранитам с фенобластовой структурой.

Апографические пегматиты отличаются значительными флуктуациями главных минералов, что отражается и на химическом составе пегматитов. По количеству кремнезема и глинозема они близки гипидиоморфнозернистым пегматитам, но в них выше сумма щелочей и калий преобладает над натрием, хотя и незначительно. Железистость ниже, чем в пегматитах ранних стадий кристаллизации, а агпаитность, наоборот, выше. По составу петрогенных элементов они близки лишь некоторым разновидностям порфиробластовых роговообманково-биотитовых гранитов.

В трех пегматитовых телах подсчитан минеральный состав блоковых пегматитов, что позволило определить в них баланс петрогенных элементов. Пегматиты резко отличаются от других разно-

видностей прежде всего минимальными количествами кремнезема, высокой щелочностью. Железистость этих пород выше, чем у всех других разновидностей.

Среди пегматитов второго этапа Керуленского пегматитового района изучено наибольшее количество структурных разновидностей. Это древнейшие образования, в которых широко представлены пегматиты аплитовой структуры, позволяющие достаточно надежно сопоставлять их с материнскими гранитами, особенно в регионах, где известны разновозрастные граниты, что затрудняет выявление генетических связей между гранитами и пегматитами. Пегматиты с аплитовой структурой характеризуются относительной стабильностью состава главных компонентов, низкой железистостью (50-70) и агпаитностью. Содержания петрогенных щелочей в них близки между собой в отличие от гранитов этапа, в которых калий, хотя и незначительно, но преобладает над натрием. Своими петрохимическими параметрами и составом они близки биотитовым равномернокристаллическим гранитам (см. табл. 3.3).

Гипидиоморфнозернистые пегматиты, на долю которых приходится большая часть пегматитов в недифференцированных телах, имеют более переменный состав, чем пегматиты аплитовой структуры. Наибольшим колебаниям подвержены содержания кремнезема, глинозема и щелочных элементов. По сравнению с аплитовидными пегматитами они обогащены кремнеземом и щелочами, причем баланс щелочных элементов изменяется в пользу калия. Количества же глинозема в них понижены. Эти же особенности отличают гипидиоморфнозернистые пегматиты от биотитовых равномернозернистых гранитов, которые близки по составу пегматитам аплитовой структуры второго этапа.

Апографические пегматиты, являющиеся главной разновидностью замещенных пегматитов полнодифференцированных тел, имеют существенно плагиоклазовый или калишпат-плагиоклазовый состав. В них содержания кремнезема и глинозема сопоставимы с аплитовидными пегматитами, но несколько выше сумма щелочей, железистость и агпаитность и значительно ниже нормативный номер плагиоклаза, тяготеющий к альбиту или альбит-олигоклазу, хотя постоянно присутствует в значительных количествах олигоклаз высоких номеров (см. гл. 2).

Мелкоблоковые пегматиты, прилегающие непосредственно к апографическим, тем не менее резко отличаются от них количествами щелочных элементов — большой суммой и резким преобладанием калия над натрием. В отличие от них крупноблоковые пегматиты, повсеместно подверженные мусковитизации, с крупными блоками кварца, имеют существенно натриевый состав.

Сделана попытка рассчитать состав петрогенных элементов в пегматитовых телах второго этапа Керуленского пегматитового района. С этой целью среди пегматитовых тел выделены три типичные группы: недифференцированные пегматитовые тела, в которых развиты пегматиты лишь двух структурных разновидностей — апли-

Таблица 3.4

Химические составы пегматитовых тел второго этапа Керуленского пегматитового района, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	73,9	72,8	74,8	72,81	67,54
TiO ₂	-	-	-	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	14,5	15,7	13,9	15,11	18,10
Fe ₂ O ₃	0,7	0,7	0,6	0,69	0,62
FeO	1,3	1,0	1,1	0,48	0,31
MnO	-	-	-	0,11	He обн.
MgO	0,2	0,2	0,1	0,22	0,30
CaO	1,2	1,0	0,8	0,53	0,92
Na ₂ O	3,9	5,7	4,2	4,59	3,75
K ₂ O	4,3	2,9	4,5	3,14	4,72
P ₂ O ₅	-	-	-	0,05	0,04
П.п.п.	-	-	-	2,23	3,67

Примечание. Пегматиты: 1 - недифференцированные (4); 2 - неполнодифференцированные (3); 3 - полнодифференцированные (3); 4 - подвергшиеся частичному (50%) замещению кварц-мусковитовым комплексом (4); 5 - замещенные кварц-мусковитовым комплексом (2).

товидные и гипидиоморфнозернистые; неполнодифференцированные пегматитовые тела, в строении которых принимают участие пегматиты с аплитовой, графической, гранитной, апографической структурами и кварц-мусковитовый замещающий комплекс; полнодифференцированные пегматитовые тела, в которых помимо вышеперечисленных развиты пегматиты блокового строения и кварцевое ядро (табл. 3.4).

Недифференцированные пегматиты по своему составу близки гранитам поздних фаз второго этапа. Неполнодифференцированные отличаются от них весьма существенно (см. табл. 3.4). В этих пегматитах резко преобладает натриевая составляющая над калиевой, в них значительно выше железистость и нормативный номер плагиоклаза, агпаитность же этих пегматитов практически не отличается от гранитов и пегматитов, лишенных дифференциации. Полнодифференцированные пегматитовые тела практически не отличаются от гранитов. Они лишь обогащены щелочами и обеднены фемическими компонентами, что приводит к повышению их железистости и агпаитности.

Таблица 3.5

Химический состав пегматитов отраженной активизации
Керуленского пегматитового района, вес. %

Компонент	121	123	126	Компонент	121	123	126
SiO ₂	71,76	73,34	75,93	MgO	0,42	0,44	0,35
TiO ₂	0,16	0,12	0,12	CaO	1,76	1,25	0,90
Al ₂ O ₃	15,10	14,70	13,65	Na ₂ O	3,92	3,15	1,86
Fe ₂ O ₃	0,58	0,61	0,41	K ₂ O	4,31	4,79	5,43
FeO	1,21	0,75	0,68	P ₂ O ₅	0,12	0,16	0,08
MnO	0,02	0,01	0,02	П.п.п.	0,64	0,68	0,57

Примечание. Пегматиты: 121 - аплитовой (2), 123 - гидриоморфнозернистой (3) и 126 - апографической (1) структур.

Пегматиты, подвергшиеся частичному кварц-мусковитовому замещению и полно замещенные, отличаются от гранитов этапа значительно. Процесс ведет к выносу кремнекислоты и фемических компонентов с одновременным обогащением пород глиноземом и летучими компонентами (см. табл. 3.3, 3.4).

Составы бластокатакlastических пегматитов развиваются почти по всем разновидностям пегматитов, что и определяет, по-видимому, относительное их разнообразие. Вместе с тем во всех разновидностях заметны общие черты эволюции. Так, независимо от состава исходных пород, подвергшихся динамометаморфическим преобразованиям, все они заметно обогащаются кремнием и натрием за счет калия, кальция и глинозема. Общий же баланс щелочных компонентов остается неизменным: натрий вдвое преобладает над калием, хотя сумма щелочей при этом отчетливо сокращается.

Таким образом, не только недифференцированные пегматиты этапа сохраняют основные петрохимические особенности исходного гранитного расплава, но и полнотифференцированные пегматитовые тела, формирующиеся в спокойных условиях и подвергшиеся в связи с этим лишь автометасоматическим преобразованиям; пегматитовые тела, в которых по какой-либо причине автометасоматические преобразования оказались неполными или в которых развились аллометасоматические процессы, отличаются от гранитов весьма существенно.

Пегматиты третьего этапа (этапа отраженной активизации) Керуленского пегматитового района изучены с гораздо меньшей детальностью, чем второго этапа, вследствие того, что они пользуются меньшим распространением.

В табл. 3.5 представлены химические составы пегматитов третьего этапа аплитовой, гранитной и апографической структур.

Если аплитовидные пегматиты второго этапа практически не отличаются по составу от гранитов, то пегматиты аплитовой структуры и граниты третьего этапа несколько разнятся: в пегматитах преобладает калиевая составляющая над натриевой, в то время как граниты имеют существенно натриевый состав. Кроме того, пегматиты резко отличаются от гранитов более высокой железистостью. Агпаитность же гранитов и пегматитов практически одинакова.

Пегматиты гранитной и апографической структур содержат больше кремнезема, чем граниты. В них калиевая компонента преобладает над натриевой, особенно в пегматитах с апографической структурой и в мелкоблоковых. Железистость этих структурных разновидностей практически не отличается от пегматитов аплитовой структуры, а агпаитность их выше, чем в пегматитах эндоконтактов.

В табл. 3.6 представлены химические анализы пегматитов автономной активизации трех структурных разновидностей четвертого этапа Керуленского пегматитового района. Пегматиты аплитовой структуры в этих телах отсутствуют. Эндоконтактовые части сложены пегматитами гипидиоморфнозернистой структуры. По составу они близки биотитовым крупно- и среднезернистым слабопорфировидным и равномернозернистым гранитам и средне-крупнозернистым лейкократовым гранитам. В них постоянно калиевая составляющая преобладает над натриевой. Железистость и агпаитность их выше, чем у близких по составу гранитов.

Графические пегматиты — также широко распространенная разновидность, среди гранитов аналогов по составу не имеет. Вместе с тем отличия их от гипидиоморфнозернистых гранитов, как в случае пегматитов второго этапа, не столь разительны. В них резко преобладает калий над натрием и значительно выше агпаитность. По другим параметрам пегматиты близки гипидиоморфной разновидности. Апографические пегматиты практически отсутствуют. Пегматиты блокового строения отличаются значительной флуктуацией главных элементов. Но и в них сохраняются особенности пегрохимии пегматитов четвертого этапа: высокая агпаитность при умеренной железистости и существенно калиевый состав щелочей. В отличие от других структурных разновидностей в этих породах значительно выше кремнеземистость — достигает 80%.

Рассчитан баланс петрогенных элементов в пегматитовых телах (табл. 3.7). Существенных отличий пегматитов от гранитов этого этапа нет. Отмечаются лишь те черты их индивидуальности, которые характерны и для отдельных структурных разновидностей. Они сводятся прежде всего к некоторому обогащению пегматитов щелочами, относительно одновозрастных гранитов, в которых залегают пегматитовые тела, и преобладанием калишпатовой составляющей над натриевой. В них ниже сумма фемических компонентов. По количеству главных петрогенных элементов пегматиты эволюционно заканчивают собой ряд: граниты биотитовые слабопорфировидные → граниты биотитовые равномернозернистые крупнокристаллические → граниты лейкократовые слабопорфировидные. Это обстоя-

Таблица 3.6

Химические составы пегматитов автономной активизации Керуленского района, вес. %

Компонент	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO ₂	74,78	73,38	78,21	75,25	71,84	73,84	70,90	78,13	73,32	82,20	69,91
TiO ₂	0,09	0,08	-	0,11	0,07	0,02	He обн.	0,03	-	-	He обн.
Al ₂ O ₃	14,12	13,96	11,98	13,80	16,72	14,21	16,92	12,43	15,86	11,13	18,25
Fe ₂ O ₃	0,50	0,56	0,31	0,64	0,43	0,32	0,39	0,22	0,25	0,12	0,21
FeO	0,60	0,42	0,27	0,49	0,42	0,16	0,30	0,15	0,14	0,10	0,18
MgO	0,12	0,21	0,14	0,21	0,18	0,16	0,20	0,17	0,16	0,11	0,16
CaO	0,44	0,27	0,13	0,57	0,64	0,14	0,42	0,21	0,10	0,08	0,12
Na ₂ O	2,93	1,98	2,75	3,48	6,98	2,21	3,90	3,16	2,64	2,13	4,79
K ₂ O	6,00	8,87	6,21	4,97	1,90	8,57	6,64	5,10	7,53	4,13	4,28
П.п.п.	0,42	0,27	-	0,48	0,72	0,37	0,33	0,40	-	-	2,10

Примечание. 40-42 - пегматиты автономной активизации (четвертый этап): 40 - гипидиоморфнозернистый (3), 41 - графический (2), 42 - блоковый (среднее из 3, расчетные данные); 43-50 - автономной активизации (пятый этап): 43,44 - гипидиоморфнозернистый, 45 - графический, 46, 47 - апографический, 48, 49 - блоковый (расчетные данные), 50 - зона кварц-слюдяного замещения.

Таблица 3.7

Химические составы пегматитовых тел четвертого этапа Керуленского пегматитового района, вес. %

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO ₂	74,52	74,71	MgO	0,14	0,14
TiO ₂	0,07	0,05	CaO	0,33	0,30
Al ₂ O ₃	14,09	13,80	Na ₂ O	2,47	2,88
Fe ₂ O ₃	0,53	0,48	K ₂ O	6,95	6,84
FeO	0,52	0,50	P ₂ O ₅	0,04	0,03
MnO	0,02	0,01	П.п.п.	0,32	0,26

Примечание. Пегматиты: 1 - неполнодифференцированные (4), 2 - полнодифференцированные (3).

тельство, по-видимому, не случайно - оно, безусловно, имеет генетический смысл. Даже те пегматитовые тела, где развиты зоны кварц-слюдяного замещения и небольшие кварцевые ядра с убогой "камерной" минерализацией (как уже отмечалось, хрусталеносных пегматитов, подобных пегматитовым телам третьего этапа Хэнтэйского пегматитового района, здесь нет), не обнаружили существенных отличий по составу петрогенных элементов от других полнодифференцированных пегматитовых тел, в которых такие образования отсутствуют.

По химическому составу и главным петрохимическим параметрам граниты четвертого этапа близки гранитам пятого (см. табл. 3.6), что отмечалось и другими исследователями /Редкометальные гранитоиды..., 1971/. Пегматиты района при этом не сопоставлялись. Средние составы структурных разновидностей пегматитов не определялись, вследствие относительно небольшого количества анализов и значительных флуктуаций главных элементов. Последнее обстоятельство объясняется широким проявлением послемагматических процессов, которые затронули все структурные разновидности пегматитов. Из этих процессов наиболее отчетливы кварцевое, кварц-слюдяное и альбитовое замещения.

Табл. 3.6 иллюстрирует пары проб отдельных структурных разновидностей, первая из которых не изменена послемагматическими процессами, а вторая, наоборот, значительно подвержена различного рода преобразованиям. Незамещенный гипидиоморфнозернистый пегматит (проба 43) по составу главных петрогенных элементов близок среднему составу гранитов комплекса, рассчитанному Ю.А.Борзаковским и Р.А.Хасиным /1973/. Пегматиты же этой

структурной разновидности, подверженные альбитизации, значительно отличаются от гранитов прежде всего суммой щелочных элементов, содержанием кремнезема, глинозема и вдвое более высокими количествами натриевого компонента (проба 44).

Апографические пегматиты, подвергшиеся кварцевому и в меньшей мере кварц-слюдяному замещению, резко обогащены кремнеземом за счет фемических компонентов, щелочей (прежде всего калия), глинозема. Аналогичные изменения отмечаются и в блоковых пегматитах, подверженных окварцеванию. Зоны же кварц-слюдяного замещения, в которых степень преобразования столь велика, что первичные структурные разновидности реконструировать невозможно или почти невозможно, отличаются от всех других пегматитов этапа минимальными содержаниями кремнезема, самыми высокими количествами глинозема и близкими значениями щелочных элементов. Сумма щелочных элементов в этих пегматитах остается достаточно высокой, но агапитность пород резко падает.

Графический пегматит пятого этапа практически не отличается от аналогичных структурных разновидностей пегматитов четвертого этапа.

Рассчитан баланс главных петрогенных элементов в пегматитовых телах пятого этапа (табл. 3.8).

Неполнодифференцированные пегматитовые тела (лишенные зон грейзенизации) по составу практически не отличаются от гранитов комплекса. Пегматиты же, в которых зоны грейзенизации имеют значительное развитие, несколько отличаются от неполнодифференцированных пегматитовых тел, а следовательно, и от средних составов гранитов комплекса, но эти отличия не столь значительны, как ожидается при анализе минерального состава пегматитов. Последнее обстоятельство свидетельствует об аллометасоматических процессах в пегматитовых телах, масштабы которых были, по-видимому, не значительны.

Таким образом, пегматиты мелкозернистых структур всех этапов по составу главных петрогенных элементов близки одновозрастным гранитам. Но на первом этапе это родство составов отмечается между пегматитами и наиболее лейкократовыми гранитами, на втором и третьем этапах — между пегматитами и гранитами поздних фаз, а на четвертом и пятом — между пегматитами и средними составами гранитов комплекса. При этом средние составы пегматитов, рассчитанные на весь объем тела, также близки гранитам соответствующих этапов. Лишь пегматиты второго этапа, подвергшиеся интенсивному кварц-мусковитовому замещению, существенно отличаются от гранитов этого этапа, что свидетельствует о значительных аллометасоматических процессах в пегматитах второго этапа и о преобладании в пегматитах других этапов автосоматических преобразований, которые приводят к значительным изменениям первичного состава пегматитов, но общий баланс петрогенных элементов (средневзвешенный на объем) при этом существенно не меняется. Сопоставление пегматитов различных этапов формиро-

Таблица 3.8

Химический состав пегматитовых тел пятого этапа
Керуленского пегматитового района, вес. %

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO ₂	74,10	72,28	CaO	0,48	0,39
Al ₂ O ₃	14,21	15,93	Na ₂ O	4,60	4,68
Fe ₂ O ₃	0,40	0,33	K ₂ O	4,92	4,85
FeO	0,32	0,28	П.п.п.	0,80	1,09
MgO	0,17	0,17			

Примечание. 1 - неполнодифференцированные (2), 2 - полнодифференцированные пегматиты (3).

вания Хэнтэйского и Керуленского пегматитовых районов, образование которых характеризуется близкими тектоническими условиями (т.е. это пегматиты близкой структурной специализации) и позволило выявить между ними черты не только морфологической, но и вещественной общности.

Редкие элементы

Рассматривая эволюцию редких элементов, мы разделяем постмагматические преобразования на стадии в соответствии с представлениями А.И.Гинзбурга и других [Гинзбург, 1960; Шмакин, Макрыгина, 1969; и др.]: ранняя щелочная стадия, соответствующая формированию блоковых и апографических пегматитов; стадия возрастания кислотности, сопровождающаяся гидролизом полевых шпатов; стадия максимальной кислотности - стадия кварцевого замещения; стадия поздней щелочности, объединяющая процессы позднего натриевого метасоматоза. В тех случаях, когда стадии проявились не полностью или масштабы замещения незначительны, рассматриваются незамещенные пегматиты (гипидиоморфнозернистые или графические) и замещенные (обычно апографические или блоковые).

Ниже рассматривается поведение лишь наиболее информативных элементов - щелочных и щелочноземельных. Большая группа редких элементов в пегматитах Прибайкалья изучена нами ранее [Иванов, Шмакин, 1973, 1980; Шмакин, 1976], а по другим районам эти данные отсутствуют.

Литий, благодаря своему кристаллохимическому сродству с магнием и железом, постоянно ассоциирует с этими петрогенными элементами. Будучи легколетучим элементом, литий накапливается в растворах к концу пегматитового процесса. Подвижное состояние, с одной стороны, способствует концентрации в поздних минералах петрогенных элементов-аналогов, с другой — выносу его за пределы тул. В биотитах количество его от ранних генераций к поздним увеличивается более чем в 7 раз, а в мусковитах в 3 раза /Иванов, Шмакин, 1980/. При аутометасоматических процессах в закрытой системе это приводит к образованию собственных минералов даже при содержаниях элемента в пегматитовом теле в кларковых количествах /Макагон, Шмакин, 1972/.

В полевых шпатах, ассоциирующих со слюдами, лития немного — 2–10 г/т. При отсутствии слюд, особенно если плагиоклаз представлен альбитом, литий накапливается в калишпатах. Минералы пегматитов поздних этапов обогащены летучими в большей мере.

Редкие щелочи накапливаются в центральных частях тел не-полнодифференцированных пегматитов. Однако в Прибайкальском пегматитовом районе во многих из них зафиксированы максимумы содержания щелочных элементов вблизи контактов. Это объясняется наложением кварц-мусковитового комплекса на эндоконтактные части позднесинкладчатых тел. Собственно же процессы замещения в них развиты слабо.

Минералами-носителями и концентраторами рубидия в пегматитах орогенных формаций являются биотит, мусковит и микроклин. При этом в слюдах от ранних этапов пегматитообразования к поздним и от ранних генераций к поздним в пределах этапа концентрации элемента закономерно растут. В замещенных пегматитах, где биотит практически отсутствует, рубидий концентрируется в калишпатах. При замещении кварц-мусковитовым комплексом роль минерала-носителя переходит к мусковиту. В существенно плагиоклазовых пегматитах подавляющее количество рубидия содержится в плагиоклазах. В сосуществующих плагиоклазах и микроклинах последний содержит в 20–25 раз больше рубидия. В биотитах содержания рубидия, так же как и других редких щелочей, максимальны. От ранних стадий процесса к поздним количество его увеличивается в 3–5 раз. Закономерное увеличение содержания рубидия от ранних генераций к поздним характерно только для калиевых минералов, что еще раз подчеркивает тесную связь рубидия и калия в пегматитовом процессе.

Эта же тенденция прослеживается в пегматитах этапов активизации. Минералы магматического этапа пегматитообразования содержат в 1,5–2 раза меньше рубидия, чем их аналоги постмагматического этапа. Весьма характерно накопление элемента в плагиоклазах вблизи контактов мраморов с лейкократовыми гранитами, на что уже обращалось внимание ранее /Слепнев, Бойко, 1964/. Пла-

гиоклазы из флюоритсодержащих пегматитов концентрируют в эндо-контактах до 200 г/т рубидия, что в 5–6 раз выше среднего для пегматитов. Видимо, в этом проявляется увеличение потенциала щелочных элементов по принципу Д.С.Коржинского.

Распределение цезия менее закономерно, чем рубидия, отмечается четкая положительная корреляция его с рубидием в калиевых минералах. В существенно плагиоклазовых пегматитах минералами-носителями его выступают биотит и мусковит, а в плагиоклаз-микроклиновых с низким содержанием слюд – микроклин. Микроклин из собственно микроклиновых пегматитов содержит такое же количество цезия, что и ассоциирующий с ним плагиоклаз – 4–6 г/т. В слюдах содержание цезия резко возрастает. Таким образом, в поведении цезия прослеживается тенденция к накоплению его в калиевых минералах, обогащенных летучими компонентами.

Эта закономерность характерна и для всех других пегматитов, в том числе и редкометалльных /Солодов, 1962; и др./.

В Букачанском районе синорогенные пегматитовые тела максимальные количества редких щелочей концентрируют в бластокластических пегматитах (Li – 10, Rb – 120, Cs – 6 г/т). Средние содержания этих элементов в пегматитовых телах несколько уступают максимальным (5, 112, 6 соответственно). Вместе с тем все эти количества в 2–10 раз ниже, чем кларки элементов в гранитах и в 5–20 раз ниже, чем их кларки в пегматитах (табл. 3.9).

Позднеорогенные пегматиты не обнаруживают такого закономерного роста содержаний элементов от ранних структурных разновидностей к поздним, как синорогенные. Здесь максимальные значения содержаний отмечены в кварц-мусковитовом комплексе (Li – 10, Rb – 520, Cs – 12 г/т), что объясняется высоким содержанием в этих образованиях слюды. Минимальные значения – в пегматитах гипидиоморфнозернистой структуры (6, 260 и 6 соответственно). Средние значения (7, 440 и 9) значительно выше, чем в синорогенных пегматитах, но лишь содержания рубидия равны кларку этого элемента в пегматитах или даже превышают его. Количество других элементов в 5 – 30 раз ниже кларка. Вместе с тем относительно кларка гранитов количества рубидия и цезия вдвое выше. Лишь содержания лития почти на порядок ниже и этого кларка.

В пегматитах этапа активизации максимальные количества редких щелочных элементов зафиксированы в гипидиоморфнозернистых разновидностях (Li – 16, Rb – 850 и Cs – 25 г/т), где отсутствует альбит, но постоянно встречается биотит. Средние значения содержаний здесь значительно выше, хотя количество минералов-концентраторов остается на тех же уровнях, что и в пегматитах орогенных этапов, или даже сокращается. Коэффициенты концентрации лития ниже, чем в гранитах и пегматитах земной коры, но рубидия и цезия значительно выше.

Таким образом, для пегматитов Букачанского района на всех этапах их становления литий не характерен. Его количества всегда уступают кларкам этого элемента и в гранитах, и в пегматитах.

Таблица 3.9

Коэффициенты концентрации (КК) редких щелочных элементов в пегматитах

Пегматиты	Относительно					
	гранитов			пегматитов		
	Li	Rb	Cs	Li	Rb	Cs

Букачанский пегматитовый район

Синорогенные	0,12	0,56	1,20	0,02	0,26	0,14
Позднеорогенные	0,18	2,20	1,80	0,03	1,02	0,20
Отраженной активизации	0,33	4,15	5,20	0,06	1,93	0,59

Приольхонский

Синорогенные	0,18	0,59	1,00	0,03	0,27	0,11
Позднеорогенные	0,20	2,30	2,00	0,04	1,07	0,23
Отраженной активизации	0,40	6,40	5,80	0,07	2,98	0,66

Хэнтэйский

Синорогенные	0,28	0,44	1,40	0,05	0,20	0,16
Позднеорогенные	0,88	1,03	5,60	0,16	0,48	0,64
Отраженной активизации	2,63	2,10	5,80	0,48	0,98	0,66
Автономной активизации:						
I этап	2,13	1,53	2,40	0,38	0,71	0,27
II этап	6,50	3,10	6,40	1,19	1,44	0,73

Керуленский

Синорогенные	0,15	0,40	1,20	0,03	0,19	0,11
Позднеорогенные	0,25	1,15	4,40	0,04	0,53	0,50
Отраженной активизации	0,88	1,60	6,80	0,16	0,74	0,77
Автономной активизации:						
I этап	1,30	1,70	6,80	0,24	0,79	0,77
II этап	2,66	3,05	9,00	0,50	1,42	1,02

Примечание. КК относительно кларков элементов в гранитах — по А.П. Виноградову /1962/ и в пегматитах — по Н.А. Солодову /1969/.

Количества же рубидия лишь в синорогенных пегматитах не достигают кларковых содержаний, в позднеорогенных и особенно в пегматитах этапа активизации они превосходят их. Содержание цезия в пегматитах района также растут от этапа к этапу, однако при этом остаются в интервале кларковых содержаний гранит — пегматит.

В Приольхонском пегматитовом районе отмечены подобные же тенденции поведения редких щелочей. Но в то же время имеются некоторые черты своеобразия. Максимальные значения щелочных элементов в синорогенных пегматитах отмечены также в blastoclastic разновидностях (Li - 16, Rb - 145, Cs - 6), однако количества рубидия в них соизмеримы с содержаниями этого элемента в графических пегматитах. В позднеорогенных пегматитах и особенно в пегматитах этапа активизации Приольхонского района концентрации щелочных элементов выше, чем в соответствующих пегматитах Букачанского района. При этом региональные кларки лития и цезия значительно уступают кларкам пегматитов СССР, а рубидия, наоборот, превосходят их (см. табл. 3.9).

В пегматитах Хэнтэй-Керуленской провинции подобные исследования раньше не проводились, поэтому рассмотрим их несколько подробнее.

В пегматитах первого этапа (синорогенные пегматиты) Хэнтэйского района характер распределения всех редких щелочей достаточно однообразен: во всех структурных разновидностях пегматитов их количества близки и лишь незначительное увеличение содержаний отмечено в катаклазированных и апографических мелкозернистых пегматитах (Li - 11, Rb - 93 и Cs - 7 г/т).

Кларки концентраций элементов относительно гранитов и пегматитов земной коры значительно ниже единицы. Исключение составляет лишь кларк концентрации цезия относительно гранитов - 1,40. Обращают на себя внимание содержания лития во всех структурных разновидностях пегматитов: они в десятки раз ниже средних для пегматитов земной коры.

Иное распределение редких щелочей свойственно пегматитам второго этапа. Здесь структурные разновидности пегматитов по содержанию редких щелочей даже в пределах одного тела отличаются друг от друга весьма существенно. Стабильно минимальными количествами этих элементов отличаются пегматиты аплитовой структуры (Li - 14, Rb - 112 и Cs - 15). В пегматитах гранитной структуры, не исключая и тех случаев, где аплитовая оторочка отсутствует, их концентрации в 1,5 - 2 раза выше. Графические же пегматиты почти не отличаются от гранитных, хотя в общем случае содержания щелочных элементов в них несколько выше (32, 195 и 25 г/т соответственно). Для пегматитов с апографической структурой характерны максимальные значения этих элементов (37, 231 и 31 г/т). В блоковых же пегматитах они соизмеримы с пегматитами гранитной или (реже) апографической структуры.

Как уже отмечалось выше, для пегматитовых тел второго этапа обычны в различной степени катаклазированные разновидности, подвергшиеся калишпатовому бластезу, биотитизации, реже окварцеванию, в которых содержания щелочей лишь незначительно уступают апографическим пегматитам. Пегматиты же, подвергшиеся кварцмусковитовому замещению, резко обогащены этими элементами (Li - 480, Rb - 625 и Cs - 54 г/т).

В целом пегматиты второго этапа Хэнтэйского пегматитового района характеризуются стабильно низкими коэффициентами концентраций как относительно гранитов земной коры, так и относительно пегматитов (см. табл. 3.9).

В пегматитах третьего этапа кларки концентрации щелочных элементов относительно пегматитов земной коры также ниже единицы, хотя распределение элементов здесь несколько иное. Максимальные концентрации щелочных элементов здесь характерны для пегматитов графической, апографической и блоковой структур ($Li - 80, Rb - 305$ и $Cs - 11$ г/т). Количества цезия несколько уменьшаются по сравнению с пегматитами второго этапа, а содержания щелочных элементов в 1,5–2,5 раза выше кларков гранитов земной коры. Средние значения элементов: $Li - 83, Rb - 305$ и $Cs - 12$ г/т.

В пегматитах четвертого этапа зафиксированы максимальные количества щелочных элементов. При этом не только замещенные пегматиты, но и пегматиты гранитной структуры, где процессы замещения проявились слабо или отсутствуют вообще, существенно отличаются от всех разновидностей предыдущих этапов высокими содержаниями редких щелочей: $Li - 198, Rb - 540$ и $Cs - 28$ г/т.

Данные табл. 3.11 иллюстрируют общую эволюцию щелочных элементов в пегматитах от ранних этапов пегматитообразования к поздним.

В пегматитах первого этапа Керуленского пегматитового района абсолютные значения содержаний щелочных элементов заметно ниже, чем Хэнтэйского. Вместе с тем характер распределения между структурными разновидностями существенно не отличается: так, минимальные содержания щелочных элементов зафиксированы в мелкозернистых пегматитах гранитной структуры дифференцированных пегматитовых тел и в недифференцированных пегматитах, а максимальные – в пегматитах апографической структуры. В отдельных разновидностях пегматитов с бластокатакластической структурой содержания редких щелочей на порядок выше, чем в пегматитах первого этапа Керуленского района, но, учитывая близость пространственного распространения этих пегматитов с гранитами четвертого этапа, для которых высокие концентрации редких щелочей известны повсеместно и с которыми совпадает ориентировка бластокатакластических текстур (формирование или подновление которых совпадает, по-видимому, со временем становления гранитов мезозойского возраста), мы исключили их из подсчета среднего состава щелочных компонентов первого этапа.

Кларки концентрации всех щелочных элементов относительно гранитов и пегматитов ниже единицы, лишь количества цезия в пегматитах пятого этапа равны и даже несколько выше кларка. Их порядок в целом совпадает с порядком концентраций редких щелочей в пегматитах ранних этапов других районов. В пегматитах второго этапа Керуленского пегматитового района характер распреде-

ления элементов между структурными разновидностями близок позднеорогенным пегматитам других районов: количества редких щелочей в мелкозернистых структурах (аплитовой и гранитной) всегда минимальны и близки друг другу. В пегматитах с блоковой структурой содержание редких щелочей лишь немного уступает средним значениям для пегматитов в целом, хотя они значительно уступают кларкам.

Коэффициенты концентрации редких щелочей в позднеорогенных пегматитах Керуленского пегматитового района значительно различаются. Так, относительно гранитов кларки концентрации рубидия и цезия выше единицы, в то же время концентрация лития составляет лишь 0,25.

Пегматиты этапа орогенной складчатости Керуленского пегматитового района, как уже отмечалось, имеют незначительное развитие. Несмотря на то, что геохимически эти пегматиты ранее не изучались совершенно, ниже предлагается лишь весьма поверхностная их характеристика, вследствие ограниченного их распространения.

Концентрации щелочных элементов в этих пегматитах несколько выше, чем в пегматитах второго этапа, но значительно ниже кларка. Характером распределения редких щелочей пегматиты третьего этапа Керуленского пегматитового района близки пегматитам второго этапа Хэнтэйского. Лишь концентрации рубидия в них выше.

В пегматитах этапов автономной активизации заметно повышены лишь концентрации лития (и несколько — цезия), хотя и здесь они обычно не достигают кларковых. В грейзенизированных разновидностях пегматитов содержания редких щелочей более высокие: на уровне кларков.

Пегматиты заключительного этапа Керуленского пегматитового района представлены лишь семью пробами из одной пегматитовой жилы, поэтому наши данные не претендуют на исчерпывающую информацию. Вместе с тем представленный материал характеризует достаточно типичную жилу с обычной для района зональностью и набором главных структурных разновидностей пегматитов, поэтому в первом приближении его можно использовать для предварительной характеристики пегматитов этого этапа. Достаточно распространенные в пегматитах зоны с кварц-слюдяным замещением не анализировались.

Средние содержания редких щелочей во всех структурных разновидностях и в пегматитовом теле в целом выше, чем в соответствующих пегматитах других этапов района. Вместе с тем лишь количества рубидия и цезия незначительно выше кларка для пегматитов. Содержание лития составляет лишь половину кларка. Обращает на себя внимание интересный факт: коэффициент накопления (концентрации) редких щелочей от ранних структурных разновидностей к поздним весьма незначителен, т.е. от ранних структурных зон к поздним степень концентрации элементов значительно ниже, чем соответствующий параметр в пегматитах ранних этапов Керуленского пегматитового района.

Барий и стронций

В отличие от геохимии редких щелочей геохимия бария и стронция в пегматитовом процессе регионов, где этот процесс проявился многократно, изучена слабо.

Распределение этих элементов в пегматитах Хэнтэй-Керуленской провинции ранее не рассматривалось. Ниже представлены лишь результаты исследований распределения этих элементов в пегматитах мелкозернистых структур, которые, тем не менее, дают отчетливое представление о содержании бария и стронция в пегматитах различных этапов, в общей эволюции их в истории пегматитообразования региона.

В синорогенных пегматитах максимальные содержания того и другого элемента характерны эндоконтактам тел, а минимальные — blastokataklasticheskim пегматитам. В одной из пегматитовых жил Южно-Хэнтэйского поднятия, интенсивно катаклазированной и в значительной мере переработанной в результате кремне-щелочного метасоматоза, отмечены повышенные содержания стронция и в других структурных зонах, в том числе — эндоконтакта при средних для этапа содержаниях бария. Близкие концентрации стронция отмечены лишь в пегматитах Букачанского района.

Содержания бария в синорогенных пегматитах всех районов превышают кларк элемента для кислых магматитов, стронций же в Букачанском и Керуленском районах содержится в кларковых количествах, в остальных районах несколько ниже, однако эти отклонения столь незначительны, что в первом приближении содержания стронция в пегматитах всех районов, кроме Приольхонского, можно считать субкларковыми (табл. 3.10).

В позднеорогенных пегматитах характер распределения бария и стронция между структурными разновидностями аналогичен синорогенным. Пегматиты аплитовой, гранитной и графической структур близки по содержанию этих элементов. Апографической же и особенно blastokataklastichesкий отличаются заметно меньшими содержаниями этих элементов. Вместе с тем именно на долю этих пегматитов приходится значительный объем тел, что и определяет близкие им значения средних концентраций, которые всегда уступают кларковым. Лишь в Букачанском районе содержания бария вдвое превышают кларк.

Несколько иной характер распределения бария и стронция отмечен в пегматитах этапов активизации. Здесь значения содержания бария и стронция в пегматитах аплитовой и гранитной структур максимальны, в то время как графические и апографические пегматиты минимально содержат эти элементы. Средние содержания составляют лишь десятые доли кларковых. Еще более низкие значения характерны для пегматитов автономной активизации, где в отдельных структурных разновидностях содержания элементов находятся на грани чувствительности метода или ниже ее.

В целом от ранних этапов к поздним количества бария и строн-

Таблица 3.10

Средние содержания и коэффициенты концентрации (КК) бария и стронция в пегматитах

Пегматиты	Средние содержания		КК	
	Ba	Sr	Ba	Sr
Букачанский пегматитовый район				
Синорогенные	2340	340	2,82	1,13
Позднеорогенные	2080	280	2,51	0,93
Отраженной активизации	810	47	0,98	0,16
Приольхонский				
Синорогенные	990	160	1,19	0,53
Позднеорогенные	670	105	0,81	0,35
Отраженной активизации	120	30	0,14	0,10
Хэнтэйский				
Синорогенные	890	280	1,07	0,93
Позднеорогенные	660	135	0,80	0,45
Отраженной активизации	160	40	0,19	0,13
Автономной активизации:				
I этап	140	30	0,17	0,10
II этап	16	24	0,02	0,08
Керуленский				
Синорогенные	1680	320	2,02	1,07
Позднеорогенные	760	140	0,92	0,47
Отраженной активизации	430	120	0,52	0,40
Автономной активизации:				
I этап	170	35	0,20	0,12
II этап	6	12	0,01	0,04

Примечание. КК относительно кларков элементов в гранитах — по А.П. Виноградову /1962/.

ция в пегматитах сокращаются в десятки раз. При этом содержания стронция уменьшаются постепенно от первого этапа к третьему. Количество же бария в пегматитах первого и второго этапов близки между собой и резко сокращаются на этапах активизации. Исключение составляет Букачанский район, где количество бария в пегматитах этапа активизации близко кларку, КК=0,98.

В пегматитах всех этапов максимальные значения элементов зафиксированы в пегматитах ранних стадий кристаллизации, а в пегматитах поздних стадий и подвергшихся замещению, содержания баярия и стронция обычно резко сокращаются.

Глава 4

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПЕГМАТИТОВ

О генезисе пегматитов

В настоящее время уже невозможно решать проблемы генезиса пегматитов — как и любых других горных пород или рудных месторождений — на основе только геологических, только петролого-минералогических, только геохимических или только экспериментальных данных. Необходимо использование всех доступных материалов, в том числе и литературных, по изучаемым объектам и по их геологическим аналогам вообще. Несмотря на тенденцию к узкой специализации отдельных геологических дисциплин, именно при решении генетических вопросов, когда мы имеем дело не с отдельными свойствами объектов, а с объектами в целом, большее значение имеет совокупность данных.

В этом отношении собранные авторами материалы по пегматитам Прибайкалья и Северной Монголии представляют безусловный интерес. Оба региона хорошо изучены геологически, а в ходе работ особое внимание уделено именно геологии пегматитов и гранитов. Выполнен также значительный объем петрологических, минералогических и геохимических исследований. Такое всестороннее изучение пегматитов позволяет рассмотреть и вопросы их происхождения.

Как известно из предыдущих публикаций /Шмакин, Макрыгина, 1969; Иванов, Шмакин, 1972, 1980; Шмакин, 1976/, авторы стоят на позициях гетерогенности гранитных пегматитов вообще и пегматитов конкретных регионов в частности. Традиционным спорам о происхождении пегматитов, когда стороны стремятся доказать тот или иной механизм их образования (принцип "или-или"), мы противопоставляем утверждение о возможности возникновения сходных по составу и строению пород разными путями (принцип "и-и"). Задача состоит в том, чтобы в любом регионе, в любом типе пегматитов найти критерии отнесения конкретных пегматитовых тел к той или иной генетической группе с тем, чтобы в каждой из этих групп применить наиболее правильную их оценку. Таким образом, вопрос о происхождении пегматитов становится не только теоретическим, но и практическим.

Например, изучение мусковитовых пегматитов Восточной Сибири и Индии /Шмакин, 1976/ показало, что наряду с преобладающими инъекционными (магматическими) пегматитовыми телами большую роль здесь играют пегматиты, образовавшиеся вначале метаморфическим путем, а затем испытавшие метасоматическое преобразование, а также пегматитоподобные жилы, целиком образованные в послемагматический этап. К каждой из этих трех генетических групп целесообразно применять свой комплекс оценки.

В Прибайкальском поясе, где развиты пегматиты различной специализации /Иванов, Шмакин, 1980/, выявлены нижнепротерозойские метаморфические, верхнепротерозойские магматические, гидротермально-метасоматические и палеозойские магматические пегматиты. Каждая из этих групп характеризуется набором присущих ей геологических, минералогических и геохимических признаков.

Метаморфические пегматиты пространственно тяготеют к метаморфическим породам докембрия (гнейсам, кристаллическим сланцам, ортоамфиболитам), претерпевшим преобразования в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации регионального метаморфизма. В пользу метаморфического генезиса этих жил свидетельствуют их постоянная приуроченность к гнейсам, постепенные переходы на контактах с вмещающими породами, аналогичный им минеральный и близкий химический составы. Хотя количество метаморфических пегматитовых тел относительно небольшое, процесс перекристаллизации захватывал обширные площади.

Минеральные парагенезисы вмещающих гнейсов Западного Прибайкалья, отвечающие высокотемпературной амфиболитовой фации и альмандин-диопсид-роговообманковой субфации гранулитовой фации, свидетельствуют о достижении температур порядка 550–650°C /Ескин, 1969/. На такие же температуры указывают Н.А.Божко и Л.И.Демина /1974/ на основе детального анализа парагенезисов минералов с учетом их химического состава. Наличие характерных полосчатых текстур в мигматизированных гнейсах подтверждает этот диапазон /Менерт, 1971/.

Прямые определения палеотемператур образования метаморфических пегматитов проводились нами ранее /Иванов, 1973/ по гранат-биотитовому геотермометру Л.Л.Перчука /1967, 1970/: 650–680°C. По данным гранат-плагноклазового геотермометра Л.Л.Перчука поле палеотемператур образования метаморфических пегматитов ограничено интервалом 600–620°C /Иванов, Шмакин, 1980/. В Хэнтэй-Керуленской провинции метаморфические пегматиты встречаются в экзоконтактах гранитоидных массивов, где уровень метаморфизма соответствует высокотемпературной амфиболитовой фации.

Таким образом, несмотря на известный разброс шифр по различным геотермометрам, характеризующих температурный режим во время образования пегматитов, доказательным представляется тот факт, что при региональном метаморфизме пород изученных регионов возникали температуры, достаточные для селективной дифференциации вещества вмещающих гнейсов и обособления в них пег-

магматических тел /Соколов, 1970; Макагон, Шмакин, 1971; и др./.

Все пегматиты этого генезиса относятся к формации синорогенных пегматитов.

Магматические, или собственно пегматиты, в понимании А.Е.Ферсмана, составляют главную массу пегматитов всех изученных районов. Образование магматических пегматитов происходило на позднеорогенных этапах и этапах активизации складчатых систем. С периодом завершения складчатости совпадает становление позднесинскладчатых пегматитов. Непосредственно после консолидации метаморфической толщи внедрялись постскладчатые пегматиты.

Наличие в пегматитовых телах мелкозернистых эндоконтрастных оторочек, собственно магматических структур (графической, гипидиоморфнозернистой), многочисленных ксенолитов вмещающих пород, часто повернутых относительно первичного залегания или отличающихся от пород экзоконтакта по составу, залегание в самых разнообразных породах (гнейсах, сланцах, мраморах, габброидах) — все это свидетельствует в пользу магматического генезиса этих пегматитов.

Чрезвычайно интересны в этом плане особенности взаимоотношения пород ксенолитов с пегматитами. Многие данные свидетельствуют о том, что химическое взаимодействие между расплавом и вмещающими породами на магматическом этапе весьма ограничено, интенсивный обмен петрогенными и другими элементами происходит в основном на послемагматическом этапе, когда элементы переходят в раствор. Действительно, ксенолиты, в изобилии встречающиеся в пегматитах гипидиоморфнозернистой структуры, всегда сохраняют угловатую форму, обусловленную трещинами отдельности боковых пород: плитчатую в пегматитах метаморфической толщи и пирамидальную или параллелепипедальную форму в телах, залегающих в магматических породах ранних фаз и магматических этапов.

Таким образом, существование магматического способа образования пегматитов подтверждается целым рядом геологических и минералого-петрографических фактов.

Последовательная смена минеральных ассоциаций в пегматитовых телах, по мнению большинства исследователей, зависит от закономерного изменения роли щелочей и летучих в пегматитовом процессе в зависимости от термодинамических условий их становления как на магматическом, так и на послемагматическом этапах, независимо от природы расплава.

А.И.Гинзбург /1957/ выделяет кальциево-натриевую (плагноклазовую), калиевую (микроклиновую), литиевую (сподуменовую), натриевую (альбитовую), позднюю калиевую (мусковитовую) и позднюю литиево-калиевую (лепидолитовую) стадии. Подобная закономерность в изменении режима щелочей отмечается и в изученных нами пегматитах.

Поскольку магматический этап заканчивается кристаллизацией кварц-полевошпатовой эвтектики с образованием микроклиновой графитики, то доэвтектическая кристаллизация протекала при температуре выше 650°C.

Дополнительным геотермометром могут служить пертиты распада. Большая часть ленточных микроклин-пертитов образуется на послемагматическом этапе. Однако в пегматитах гипидиоморфнозернистой структуры отмечаются линейные, с очень тонкими прожилками, "пленочные" микроклин-пертиты /Drescher-Kaden, 1969 / и "мезопертиты" Мишо, образование которых /Michot, 1961 / соответствует температурам 660-715°C.

Таким образом, термодинамические условия становления магматических позднеорогенных пегматитов, по-видимому, характеризуются температурами не ниже 650-700°C, при высоком давлении, достигающем 8-10 кбар /Шмакин, 1971, 1976/.

Особый интерес представляют пегматиты этапов активизации, залегающие непосредственно в гранитах. Их нередко рассматривают как продукты автотетасоматических преобразований. Предприняты специальные исследования эндоконтактных мелкозернистых зон с графической структурой в пегматитовых телах Хэнтэйского пегматитового района /Иванов и др., 1983/. В качестве объектов исследования выбраны кристаллы кварца, флюорита, топаза, турмалина и некоторых других минералов Горихинского, Жанчивланского и Дзун-Байнского пегматитовых полей.

Термобарометрические исследования позволили выделить три этапа минералообразования: остаточно-магматический, пневматолитово-гидротермальный и гидротермальный. Об остаточно-магматическом минералообразовании свидетельствуют находки расплавленных раскристаллизованных включений в кварце внешних зон пегматитовых тел. В интервале температур 240-250°C газово-жидкая составляющая включений гомогенизируется. Полная гомогенизация включений происходит при температурах 580-600°C. На диаграммах Г.Г.Лемлейна и Л.А.Самойловича определены давления флюидной фазы включений, соответствующие 3,3-3,5 кбар.

Проведенные исследования показывают, что температуры кристаллизации относительно невысоки в связи с обогащением пегматитообразующего расплава летучими компонентами с высоким внутренним давлением.

Пегматитообразование явилось прямым продолжением процесса кристаллизации гранитов, а пегматиты гипидиоморфнозернистой и графической структур имеют магматическое происхождение. Все это подтверждается и геолого-минералогическими исследованиями, результаты которых изложены в гл. 1 и 2. Кроме расплавленных включений отмечены кристаллофлюидные в топазе. Частичная гомогенизация таких включений происходит при температурах около 450°C, а полная - лишь при 700°C и выше.

Метасоматические образования в пегматитах имеют двойной характер. Это участки автотетасоматического замещения, имеющие ограниченное распространение, преимущественно развитые в постскладчатых пегматитах, и зоны аллотетасоматического изменения, образующиеся в разные периоды формирования пегматитов различных типов.

Автометасоматические преобразования, следующие непосредственно за кристаллизацией из расплава, только в единичных случаях приводят к значительной переработке первичных структур и образованию специфических минеральных зон, обогащенных редкими элементами. Формирование пегматитовых тел в спокойной тектонической обстановке может привести к накоплению редких щелочей и летучих к концу процесса и кристаллизации редкометалльных парагенезисов даже в пегматитовых телах с кларковыми содержаниями этих элементов /Макагон, Шмакин, 1972/. Кварцевое и альбитовое замещения автометасоматического порядка тоже могут приводить к выносу большого количества щелочных элементов из замещаемых калишпатовых зон, что в случае кристаллизации в закрытой системе вызывает на завершающей щелочной стадии процесса образование обогащенных редкими элементами зон в пегматитах с кларковым содержанием редких элементов.

Однако в большинстве случаев послемагматические преобразования в пегматитах вызываются наложенными растворами. Последовательность процессов аллометасоматической переработки пегматитов обычно соответствует "волне кислотности" Д.С.Коржинского /1953/: ранняя щелочная стадия, стадия возрастания кислотности и поздняя щелочная стадия. Кроме трех главных стадий в гранитах и пегматитах иногда выделяют заключительную нейтральную стадию /Коржинский, 1969/, а также стадию максимальной кислотности — между стадиями возрастания кислотности и нового повышения щелочности /Шмакин, 1976/.

На послемагматическом этапе пегматитообразования метасоматическому замещению подвергаются и вмещающие породы. Близкие пегматитам по составу породы в процессе перекристаллизации и замещения дают начало метасоматическим жилам замещения. Как правило, это маломощные линзы, кулисообразно расположенные в гнейсах. Нередко замещению подвергаются дайки гранитного или аплитового составов, тогда образуются мелкозернистые пегматиты, в которых исходные породы наблюдаются лишь в реликтах. Если степень замещения невелика, то структуры замещения, обычно приуроченные к зонам дробления, имеют прожилковидную форму.

Меньшим распространением пользуются жилы выполнения. Состав их отвечает биотит-кварц-микроклиновому или кварц-мусковитовому комплексам пегматитов. Абсолютная повторяемость конфигурации обоих контактов, ориентировка кристаллов перпендикулярно контактам, а также минеральный состав свидетельствуют об их становлении в результате медленного выполнения приоткрывающихся полостей, одновременно с послемагматическим этапом формирования магматических пегматитов.

Металлогенический анализ пегматитовых формаций

Суммируя изложенный в этой и предыдущей главах фактический материал, мы имеем возможность провести металлогенический анализ выделенных пегматитовых формаций, основываясь на их комплексной характеристике с геологических, петрологических, минералогических и геохимических позиций. С этой же целью уже известная классификация рудных формаций Г.Г.Родионова /1977/ дополнена литературными и собственными материалами авторов. Рудные формации Г.Г.Родионова сопоставлены с геологическими формациями В.В.Архангельской /1964/, которые иллюстрируются значительным набором типохимических признаков из работ Б.М.Шмакина /1976/, А.В.Татарина, Б.М.Шмакина /1976/, А.Н.Иванова, Б.М.Шмакина /1980/ и др. Набор типоморфных минералов составлен по работам Г.Г.Родионова /1977/, Ю.Н.Соколова с соавторами /1979/ и др. Глубины формирования пегматитовых формаций заимствованы из работы А.И.Гинзбурга с соавторами /1979/: они представляются нам наиболее обоснованными. Полученная таким образом схема (табл. 4.1) предлагается в качестве металлогенического эталона, сопоставление с которым позволяет отнести пегматиты любой из изученных нами формаций к какой-либо из эталонных, а при отсутствии идентичности хотя бы определить, к какой из рудных формаций она тяготеет.

В табл. 4.2 представлена характеристика пегматитовых формаций Букачанского пегматитового района. Пегматиты синорогенной пегматитовой формации по геологическим данным и набору типоморфных минералов и типохимическим признакам близки редкоземельной формации, однако уровень метаморфизма вмещающих пород в них ниже. Позднеорогенная формация подразделяется нами на позднесинскладчатую и постскладчатую. Вторая отвечает мусковитовой формации, первая же отличается от нее типоморфными и частично типохимическими признаками и отнесена нами к неспециализированным пегматитам. Последняя формация, активизации первого типа, по геологическим и минералогическим данным тяготеет к хрусталеносной формации, по типохимическим – к редкометальной, по типоморфическим – к редкоземельной. Она отнесена нами к формации неспециализированных пегматитов.

Посредством такого же анализа пегматитовые формации Приольхонского района отнесены к следующим: синорогенная – к редкоземельной, позднеорогенная (позднесинскладчатая) – к формации неспециализированных пегматитов, позднеорогенная (постскладчатая) – к мусковитовой, активизация первого типа – к редкоземельной (табл. 4.3).

Пегматитовые формации Хэнтэйского пегматитового района отличаются большим многообразием металлогенической специализации. Синорогенные тяготеют к редкоземельной формации. Позднеорогенные и активизации первого типа отвечают мусковит-редкоме-

Таблица 4.1

Характеристика пегматитовых формаций

Геологическая формация	Условия формирования		Рудная формация	Типоморфные и типохимические признаки								Полезные компоненты	
	Н, км	Фация метамор- физма		Минерал	Элементы, г/т						Отношения		
					Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	K:Rb		Ba:Rb
Посторо- генная	1,5- 3,5	Зеленых сланцев	Хрустале- носная	Морион, флюорит, топаз	18	480	590	230	1,6	-	164	1,2	Ювелирные камни
Посторо- генная или поздне- орогенная	3,5- 7,0	Амфибо- литовая	Редкоме- тальная	Альбит, полихром- ный турмалин, танталит, поллу- цит, касситерит, лепидолит и др.	53 90	580 670	- -	- -	46 140	45 70	65 92	- -	Поллуцит, танта- лит, касситерит, вольфрамит
Поздне- орогенная	6-8	Амфибо- литовая	Мусковит- редкоме- тальная	Мусковит, берилл, касситерит, аль- бит	52	358	860	298	9	5	162	2,4	Мусковит, микро- клин, кварц
Синоро- генная	7-10	Та же	Мускови- товая	Мусковит, шерл, апатит, пирротин	28	178	2850	425	22	3	158	16	Те же
Та же	>10	Гранули- товая	Редкозе- мельная	Ортит, сфен, апа- тит, бетафит, фергюсонит и др.	-	100	1000	200	3	1	320	10	Нет

Примечание. Глубина формирования пегматитов по А.И.Гинзбургу с соавторами /1979/. Для мусковит-редкометальной формации величина Н равна 6-8 км, определена предположительно.

Таблица 4.2

Пегматитовые формации Букачанского района

Тектоно-магматический цикл	Этап пегматитообразования	Стадия развития складчатых систем	Фашия метаморфизма	Н, км	Типоморфные и типохимические признаки									Рудная формация
					Минерал	Элементы, г/т						Отношения		
						Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	K:Rb	Ba:Rb	
?	IV	Активизация первого типа		3	Альбит, амезонит, сфен, апатит, циртолит, магнетит	13	830	810	47	-	-	48	0,98	Неспециализированная
Байкальский	III	Позднеорогенная (постскладчатая)	Амфиболитовая	6-8	Мусковит (более 100 см ²), микроклин, биотит, шерл, гранат, апатит	7	440	2010	220	5	2	146	4,59	Мусковитовая
	II	Позднеорогенная (позднесинскладчатая)	Та же	6-8	Мусковит (до 4x4 см), микроклин, биотит, шерл, апатит, ортит, магнетит	6	410	2100	295	5	1	110	5,12	Неспециализированная
Раннепротерозойский	I	Синорогенная	Та же	10	Плагиоклаз, биотит, ортит, сфен, апатит, циркон, магнетит	5	112	2340	340	2	Необн.	308	29,0	Тяготеет к редкоземельной

Таблица 4.3

Пегматитовые формации Приольхонского пегматитового района

Тектономагматический цикл	Этап пегматитообразования	Стадия развития складчатых систем	Фашия метаморфизма	Н, км	Типоморфные и типохимические признаки								Рудная формация	
					Минерал	Элементы, г/т						Отношения		
						Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	K:Rb		Ba:Rb
Каледонский	IV	Активизации первого типа		3	Альбит, амезонит, сфен, ортит, апатит, циртолит, фергюссонит, менделеевит	-	1120	120	30	-	-	34	0,1	Редкоземельная
Байкальский	III	Позднеорогенная	Амфиболитовая	6-8	Мусковит (до 8x10см), микроклин, биотит, шерл, гранат, апатит	-	380	570	90	6	2	160	1,5	Мусковитовая
	II	Та же	Та же	6-8	Мусковит (до 4x4 см), микроклин, биотит, шерл, апатит, ортит, магнетит	-	240	780	120	5	1	179	3,2	Неспециализированная
Раннепротерозойский	I	Синорогенная	Гранулитовая и амфиболитовая	>8	Плагиоклаз, биотит, ортит, сфен, апатит, циркон, магнетит	-	110	990	160	3	1	318	9,0	Редкоземельная

Таблица 4.4

Пегматитовые формации Хэнтэйского пегматитового района

Тектоно-магматический цикл	Этап пегматитообразования	Стадия развития складчатых систем	Фация метаморфизма	Н, км	Типоморфные и типохимические признаки							Рудная формация		
					Минерал	Элементы, г/т					Отношения			
						Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn		K:Rb	Ba:Rb
Мезозойский	IV	Активизация второго типа		3	Альбит, амазонит, циннвальдит, лепидолит, касситерит, танталит, флюорит	260	620	16	24	8	62	48	0,03	Редкоземельная
	III		5	Альбит, микроклин, касситерит, вольфрамит, берилл, флюорит	90	320	160	40	7	8	62	0,50	Та же	
Мезозойский	III	Активизация второго типа		5	Альбит, морион, микроклин, флюорит, топаз	76	290	140	30	7	3	184	0,50	Хрустальная
Герцинский	II	Активизация первого типа	Амфиболитовая	5	Мусковит (до 6x6см), микроклин, альбит, биотит, берилл, шерл, гранат, касситерит	32	200	650	140	-	3	166	3,30	Мусковит-редкоземельная
		Позднеорогенная	Та же	5	Мусковит (до 5x5см), микроклин, альбит, биотит, берилл, шерл, гранат	37	210	670	130	1	4	150	3,20	Та же
Каледонский	I	Синорогенная	Та же		Плагноклаз, пироксен, роговая обманка, ортит, сфен, апатит, ширтолит, магнетит	11	87	890	280	-	2	364	10	Редкоземельная

Таблица 4.5

Пегматитовые формации Керулейского пегматитового района

Тектономагматический цикл	Этап пегматитообразования	Стадия развития складчатых систем	Фашия метаморфизма	Н, км	Типоморфные и типохимические признаки								Рудная формация	
					Минерал	Элементы, г/т					Отношения			
						Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	K:Rb		Ba:Rb
Мезозойский	V	Активизации второго порядка		3	Альбит, амазонит, шиннвальдит, лепидолит, касситерит, танталит, флюорит	110	610	6	12	4	10	50	0,01	Редкометалльная
	IV				Альбит, микроклин, касситерит, берилл, топаз, шиннвальдит и др.	52	340	170	35	6	28	94	0,50	Та же
Герцинский	III	Активизации первого типа		5	Альбит, мусковит, микроклин, шерл, гранат, касситерит, торит, ортит	36	320	430	120	6	15	160	1,30	Неспециализированная
Каледонский	II	Син- и позднеорогенная	Амфиболитовая	5	Мусковит (до 7x8 см), микроклин, биотит, шерл, гранат, апатит	10	230	760	140	-	4	154	3,30	Мусковитовая
Байкальский	I	Синорогенная	Та же		Плагиоклаз, роговая обманка, биотит, ортит, сфен, апатит, циркон и др.	6	80	1680	320	-	-	378	21	Неспециализированная, тяготеет к редкоземельной

тальной формации. Пегматитовые формации автономной активизации соответствуют хрусталеносной и редкометальной. Хрусталеносные пегматиты залегают во внутренних частях складчатой системы, испытавшей активизацию непосредственно после консолидации, а редкометальные – в активизированных жестких системах (табл. 4.4).

Близкая специализация и у пегматитов Керуленского района, здесь лишь отсутствуют хрусталеносные, да син- и позднеорогенные соответствуют мусковитовой формации (табл. 4.5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы монографии отражает содержание заключительной главы. Ниже сформулированы краткие положения, являющиеся общими для всех изученных районов и, по-видимому, других регионов с многоэтапным гранитоидным магматизмом.

1. В складчатых системах, характеризующихся длительной историей гранитного магматизма, пегматитовый процесс может проявиться многократно. Главная масса пегматитовых тел образуется на орогенном и посторогенном этапах развития складчатых систем и на этапах активизации консолидированных областей.

2. Пегматиты, формирующиеся на заключительных этапах становления складчатых систем, размещаются за пределами гранитоидных массивов пегматитоносных формаций, а иногда и на значительном от них удалении. При этом нередко теряется пространственная связь не только с конкретными гранитоидными массивами, но и с геологическими структурами, контролирующими размещение пегматитоносных гранитов. Внутреннее строение пегматитовых тел и их минеральный состав отличаются исключительным разнообразием.

3. Пегматиты этапов активизации размещаются в пределах массивов материнских гранитов или непосредственно в экзоконтактах. Состав пегматитов областей автономной активизации всегда строго наследует состав материнских гранитов, в то время как пегматиты областей отраженной активизации могут от них существенно отличаться.

4. На орогенном этапе тектогенеза образуются метаморфические, магматические и послемагматические пегматиты. На посторогенном – магматические и послемагматические, а на этапах активизации – преимущественно магматические. Степень метасоматической переработки пегматитов крайне неодинакова. В случае орогенных пегматитов эти изменения имеют как аллометасоматическую, так и автометасоматическую природу. При этом аллометасоматоз, как правило, преобладает и может иметь региональный характер. В посторогенных пегматитах проявляется преимущественно автометасоматоз. В пегматитах этапов активизации локально проявляются лишь автометасоматические процессы, и масштабы этой переработки

незначительны. Существенно отличимы и термодинамические условия становления пегматитов, принадлежащих различным этапам тектогенеза.

5. Пегматиты, формирующиеся на заключительных этапах становления складчатых систем, отличаются от пегматитов этапов активизации своей металлогенической специализацией. На орогенном этапе образуются редкометальные, мусковитовые или редкометально-мусковитовые пегматиты. В системах отраженной активизации формируются формации редкометально-мусковитовых или редкоземельных пегматитов. На этапах автономной активизации в молодых складчатых системах, в которых активизация следует непосредственно после консолидации складчатости, образуются формации хрусталеносных пегматитов, а в древних, где тектономагматической активизации подвержены древние системы, — пегматиты с редкометальной минерализацией.

ЛИТЕРАТУРА

- Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д., Леонтьев П.Н. Тектоника Забайкалья. М.: Недра, 1973. 172 с.
- Антипин В.С. Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности. Новосибирск: Наука, 1977. 158 с.
- Архангельская В.В. Особенности условий образования и состава пегматитоносных гранитоидов СССР. - В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 22. М.: Недра, 1964, с. 11-59.
- Базаров Л.Ш. Включения растворов-расплавов в минералах редкометальных пегматитов. - Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 4, с. 940-943.
- Балжинням В., Гэрэл О. Петрографо-петрохимическая характеристика гранитоидов Жанчивланского района. - В кн.: Вопросы геологии Восточной Монголии и сопредельных территорий. (Тезисы докладов II научной конференции Керуленской межвузовской геологической экспедиции). Иркутск, 1980, с. 30-31.
- Батиева И.Д., Бельков И.В. Породообразующие биотиты из гранитоидов центральной части Кольского полуострова. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971, с. 5-27.
- Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р. и др. Кислый магматизм нижнего докембрия и его отличительные особенности. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 29-34.
- Бауман Л., Тишendorф Г. Введение в металлогению - минерагению. М.: Мир, 1979. 372 с.
- Безбородько Н.И. Главные типы месторождений полевых шпатов. - В кн.: Материалы совещания по полевому шпату. М.-Л.: изд. Геол. комитета, 1928, с. 16-24.
- Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969. 206 с.
- Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
- Беличенко В.Г., Хренов П.М. О байкальских каледонидах. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 11, с. 72-85.
- Беличенко В.Г., Хренов П.М. Краткий геологический очерк Прибайкалья. - В кн.: Геология Прибайкалья. Путеводитель XII сессии Международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры. Иркутск, 1969, с. 3-29.

- Бескин С.М., Марин Ю.Б. Типы редкометальных месторождений гранитовых формаций. - Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1973, ч. 102, вып. 3, с. 204-222.
- Беус А.А., Ситнин А.А. Распределение петрогенных элементов в гранитоидах. - В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 429-435.
- Билибина Т.В., Казанский В.И., Лаверов Н.П. Основные типы рудоносных структур докембрия. - В кн.: Металлогения докембрия. (Тезисы докладов II Всесоюз. совещания по металлогении докембрия). Иркутск, 1981, с. 26-28.
- Благонравов В.А., Зайцев Н.С., Лхасурен Б. и др. Докембрийские комплексы Северной Монголии - образования ранних стадий формирования континентальной земной коры. - В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 18-26.
- Бобров В.А. Интрузивные комплексы Восточной Монголии и сравнение их с интрузивными комплексами Забайкалья. - В кн.: Материалы по гранитоидам Забайкалья. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 102-129.
- Борзаковский Ю.А., Хасин Р.А. Схема магматизма и ряды магматических формаций Северного мегаблока. - В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. Т. II. М.: Недра, 1973, приложение.
- Борзаковский Ю.А., Хасин Р.А. Шарахадинский интрузивный комплекс. - Там же, с. 384-392.
- Борзаковский Ю.А., Михайлов Э.В., Хасин Р.А. Цэнхиргольский интрузивный комплекс. - Там же, с. 202-210.
- Бушев А.Г. Связь мусковитовых пегматитов с гранитоидами. - В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975, с. 77-81.
- Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.
- Винклер Г.Дж. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 248 с.
- Власов К.А. Факторы образования различных типов редкометальных гранитных пегматитов. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1, с. 65-89.
- 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. О генезисе гранитных пегматитов. - В кн.: Международный геологический конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 6. М.: Недра, 1965, с. 332-345.
- Геологическая карта Монгольской Народной Республики/ Под ред. Н.А. Маринова. М.: Недра, 1971.
- Геология Монгольской Народной Республики. Т. III. М.: Недра, 1977, 703 с.
- Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов/ Рышк Ю.Е., Никаноров А.С., Смирнова В.С. и др. М.: Недра, 1972. 336 с.

- Гептнер Т.М., Ескин А.С., Эз В.В. О роли магматизма в формировании докембрийских метаморфических толщ. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 43-47.
- Гинзбург А.И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях, и их оценке. - Разведка недр, 1952, № 2, с. 6-16.
- Гинзбург А.И. Геохимические особенности магматитового процесса. - В кн.: Международный геологический конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 17. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 5-16.
- Гинзбург А.И. О влиянии внешнего давления на ход пегматитового процесса. - В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 22. М.: Недра, 1964, с. 74-82.
- Гинзбург А.И., Луговской Г.П., Рябенко В.Е. Цезиевые слюдиты - новый тип оруденения. - Разведка и охрана недр, 1972, № 8, с. 3-7.
- Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. - Геол. рудн. месторожд., 1960, № 1, с. 45-54.
- Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 269 с.
- Глебов М.П., Глюк Д.С., Собаченко В.Н., Шмакин Б.М. Геохимические особенности процесса образования цезиевых слюдитов в амфиболитах. - Геохимия, 1974, № 9, с. 1342-1348.
- Глебов М.П., Шмакин Б.М. Особенности контактовых изменений в первичных ореолах мусковитовых пегматитов Гутаро-Бирюсинского района (Восточный Саян). - В кн.: Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1971, с. 94-114.
- Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 с.
- Гэрэл О. Петрология и геохимия гранитоидов с хрусталеносными пегматитами (Восточная Монголия). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1978. 24 с.
- Дворкин-Самарский В.А. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1965. 287 с.
- Дворкин-Самарский В.А. Формации гранитоидов Забайкалья. - В кн.: Вопросы геологии Бурятии. Улан-Удэ, 1971, с. 66-76.
- Дворкин-Самарский В.А., Козулина И.М., Каперская Ю.Н. Эволюция постмагматических процессов в гранитоидах Забайкалья. - Новосибирск: Наука, 1975. 129 с.
- Дмитриев С.Д. Хрусталеносные пегматиты Восточного Казахстана. В кн.: Пегматиты. Л.: изд. Ленингр. горн. ин-та, 1972, с. 169-189.
- Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 376 с.
- Ескин А.С., Обухов С.П., Фельдман М.С. и др. Этапы докембрийского магматизма в Западном Прибайкалье. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 70-74.

- Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Главные закономерности формирования первичных ореолов редкометалльных пегматитов. - В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 145-152.
- Загорский В.Е., Макрыгин А.И., Матвеева Л.Н. О высокорубидиевых литий-железо-магнезиальных слюдах из экзоконтактов редкометалльных пегматитов. - В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1974, с. 143-147.
- Зайцев Н.С., Лувсанданзан Б. Основные вопросы геологического строения и структуры Монголии. - В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 7-18.
- Захарченко А.И. О физико-химических условиях и процессах формирования гранитных пегматитов. - Геохимия, 1964, № 21, с. 1097-1115.
- Знаменский Е.Б., Шмакин Б.М. О важном источнике акцессорной минерализации в слюдоносных пегматитах. - Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 5, с. 1159-1161.
- Зоненшайн Л.П. История тектонического развития МНР. - В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. Т. II. М.: Недра, 1973, с. 706-725.
- Иванов А.Н. Структурное положение и минералого-геохимические особенности пегматитов Приольхонья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1973, 19 с.
- Иванов А.Н. Геохимические особенности пегматитов различной специализации Западного Прибайкалья. - В кн.: Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л.: изд. ЛГИ, 1974, с. 35-40.
- Иванов А.Н. Металлогеническая специализация пегматитов как критерий возрастной корреляции гранитоидов активизированных складчатых систем. - В кн.: Тезисы докладов регион. совещания "Проблемы возраста геол. образования юга Вост. Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геол. картам". Иркутск, 1980, с. 150-151.
- Иванов А.Н., Балжинням В., Рапацкая Л.А. Пегматитоносные граниты Южно-Хэнтэйского рудного района (Северная Монголия). Иркутск: изд. Иркутск. политехн. ин-та, 1980а, 143 с.
- Иванов А.Н., Гэрэл О., Рапацкая Л.А. Классификация пегматитовых формаций Хэнтэйского пегматитового района. - В кн.: Вопросы геологии Восточной Монголии и сопредельных территорий. (Тезисы докладов II научной конференции Керуленской межвузовской геологической экспедиции). Иркутск, 1980б, с.12-13.
- Иванов А.Н., Лхамсурэн Ж., Шмакин Б.М. Хэнтэй-Керуленский пегматитовый пояс в Северной Монголии. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1980в, с. 137-153.
- Иванов А.Н., Рапацкая Л.А. О магнезиальных скарнах Западного Прибайкалья. - В кн.: Вопросы минералогии и геохимии месторождений Восточной Сибири. Иркутск, 1973, с. 77-83.

- Иванов А.Н., Рапацкая Л.А. Общие закономерности геохимической специализации гранитных метасоматитов и пегматитов Западного Прибайкалья. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. II. (Петрология). Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1974, с. 10–11.
- Иванов А.Н., Рапацкая Л.А., Балжинням В. Пегматиты Южно-Хэнтэйского рудного района (МНР). – В кн.: Геология, поиски и разведка полезных ископаемых. Иркутск, 1981, с. 51–59.
- Иванов А.Н., Рапацкая Л.А., Ган-Очир Ж. Геологическое картирование метасоматических комплексов пород. Улан-Батор: Изд-во Монгол. гос. ун-та, 1978. 67 с.
- Иванов А.Н., Рапацкая Л.А., Лхамсурэн Ж. Хэнтэй-Керуленская провинция гранитных пегматитов (МНР). Иркутск: изд. ИПИ, 1983. 246 с.
- Иванов А.Н., Шмакин Б.М. О генетических группах пегматитов Приольхонья. – В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1972, с. 124–128.
- Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Редкие элементы в полевых шпатах и слюдах из пегматитов Приольхонья. – В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 144–148.
- Иванов А.Н., Шмакин Б.М. О составе и генезисе гранитных метасоматитов в Западном Прибайкалье. – В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1974, с. 169–173.
- Иванов А.Н., Шмакин Б.М. О природе зональности Бирхинского пегматитового поля в Западном Прибайкалье. – В кн.: Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. Иркутск, 1976, с. 35–39.
- Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Парагенезисы и состав биотита из мигматитов Западного Прибайкалья. – В кн.: Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск, 1977, с. 178–184.
- Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М.: Наука, 1980. 220 с.
- Иванов А.Н., Шмакин Б.М., Ширяева В.А. Связь пегматитов складчатых областей с многоактной тектоно-магматической эволюцией. – В кн.: Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Корреляция эндогенных процессов. (Тезисы докл. III Вост-Сиб. регион. петрограф. совещания). Иркутск, 1979, с. 152–153.
- Изох Э.П., Кравцов Я.М. Значение спектрального анализа биотитов для расчленения гранитоидов Дальнего Востока и выяснения их металлоносности. – В кн.: Петрографический сборник. № 4. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1962, с. 89–98.
- Калинин П.В. О пегматитах Слюдянского района в Южном Прибайкалье. – Тр. МГРИ, 1957, т. 31, с. 81–101.
- Калинин П.В. Минералогия и генезис пегматитов и связанных с ними минеральных образований в Слюдянском районе (Южное Прибайкалье). Автореф. докт. дис. М., 1959. 34 с.

- Калужный В.А. Методы и результаты геобарометрии по газожидким включениям. – В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965, с. 24–36.
- Карпов И.К. Применение термодинамических расчетов к анализу минеральных равновесий в мамских пегматитах. – Геол. и геофиз., 1965, № 10, с. 95–105.
- Клитин К.А. Проблема байкальской складчатости в свете современных данных. – Геотектоника, 1975, № 4, с. 11–20.
- Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
- Козлов В.Д., Свадковская Л.Н., Карпов И.К. Слюды магматитов Забайкалья (вопросы генезиса и рудоносности гранитоидов). Новосибирск: Наука, 1978. 148 с.
- Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972. 256 с.
- Комаров Ю.В. Еще раз о зоне Вебирс. – В кн.: Трансазиатская континентальная зона Вебирс (оперативная информация Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР). Иркутск, 1978, с. 41–49.
- Комаров Ю.В., Беличенко В.Г., Мишарина Л.А., Петров П.А. Верхояно-Бирманская зона сочленения Центрально- и Восточноазиатских структур (зона Вебирс). – Там же, с. 5–25.
- Комаров Ю.В., Белоголовкин А.А. К положению Байкальского рифта на Азиатском континенте. – В кн.: Пробл. разломн. тектоники. Новосибирск, 1981, с. 61–71.
- Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 245 с.
- Конев А.А., Шмакин Б.М., Иванов А.Н. Минеральные ассоциации Тажерана. – В кн.: Минералогия Прибайкалья. Путеводитель Байкальской экскурсии XI съезда Международной минералогической ассоциации. Иркутск, 1978, с. 67–85.
- Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья/ Ескин А.С., Эз В.В., Грабкин О.В. и др. Новосибирск: Наука, 1979. 118 с.
- Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1971. 584 с.
- Кратц К.О., Соколов Ю.М. Эндогенные импульсы минерагенической активности земной коры в докембрии. – В кн.: Металлогения докембрия. (Тезисы докладов II Всесоюз. совещания по металлогении докембрия). Иркутск, 1981, с. 6–8.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1965. 387 с.
- Кузнецов Ю.А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях. – Геол. и геофиз., 1973, № 8, с. 3–11.
- Кузьменко М.В. Проблема пегматитов и ее задачи на современном этапе. – В кн.: Пегматитовые редкометалльные месторождения. Вып. 1. М.: изд. ИМГРЭ, 1971, с. 2–19.
- Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Тантал и ниобий. М.: Наука, 1968. 325 с.

- Кузьмин М.И., Коваленко В.И., Смирнов В.Н., Брандт С.Б. Геохимическая характеристика и возраст мезозойских гранитоидов Восточной Монголии. - В кн.: Ежегодник-1968 СибГЕОХИ, Иркутск, 1969, с. 108-114.
- Куфтырева В.А. Петрография и геохимические особенности экзоконтактовых изменений пегматитов Мамского слюдоносного района. - В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964, с. 99-123.
- Лисицин С.А., Цыганов Е.М. Хрусталеносные пегматиты Приуланбаторского района Восточной Монголии. - В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 171-190.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Новые данные об Ангаро-Витимском батолите (Западное Забайкалье). - Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 3, с. 654-657.
- 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. Пегматоидные граниты зон регионального метаморфизма высоких давлений. Новосибирск: Наука, 1977. 205 с.
- Макагон В.М., Макрыгина В.А., Петров Б.В. Режим летучих при метаморфизме - главная причина образования мусковитовых пегматитов. - В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975, с. 72-76.
- Макагон В.М., Шмакин Б.М. Распределение щелочей в биотитах Мамских слюдоносных пегматитов. - Геохимия, 1964, № 4, с. 332-339.
- Макагон В.М., Шмакин Б.М. О причинах проявления редкометалльной минерализации в пегматитах с кларковыми содержаниями редких элементов. - В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1972, с. 139-144.
- Макрыгина В.А. Условия формирования пегматитовых поясов в протерозойских метаморфических комплексах. - В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 238-247.
- Макрыгина В.А. Зависимость типа складчатого метаморфизма протерозойских комплексов от их состава и строения. - В кн.: Вопросы метаморфизма докембрия. Апатиты, 1980, с.54-61.
- Малых В.С. Байкало-Верхоянский пояс глубинных разломов и его металлогения. - В кн.: Вопросы металлогении и зональность месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1974, с. 103-113.
- Мануйлова М.М., Петров Л.Л., Рыбакова и др. Закономерности распределения щелочных элементов и бериллия в минералах пегматитов Северо-Байкальского пегматитового пояса. - Геохимия, 1966, № 4, с. 410-422.
- Марин Ю.Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин (выделение, структура, становление, эволюция). Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 144 с.

- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.
- Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.
- Нагибина М.С., Зоненшайн Л.П. Геолого-тектоническое районирование мезозойских гранитоидов МНР. - В кн.: Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971, с. 25-37.
- Наливкина Э.Б. Проблемы формаций метаморфических и ультраметаморфических пород. - В кн.: Геологические формации. Л.: Недра, 1968, с. 92-93.
- Никаноров А.С. Пространственно-временные закономерности формирования гранитных пегматитов. - В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975, с. 50-55.
- Никаноров А.С. Гранитные пегматиты (проблема генезиса и эволюции). М.: Недра, 1979. 169 с.
- Никаноров А.С., Михайлов И.И. О температурах образования крупнокристаллического мусковита в слюдоносных пегматитах. - Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1964, ч. 93, с. 273-280.
- Обручев С.В., Великославинский Д.А. Докембрий западного побережья Байкала. - В кн.: Геология докембрия Балтийского, Украинского щитов и Восточной Сибири. Л.: Наука, 1953, с. 102-150.
- Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В. Материалы к геохронологии гранитных пегматитов. - В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1977, с. 319-326.
- Одинцов М.М. К проблеме региональной тектоники и металлогении Азиатского континента. - В кн.: Трансазиатская континентальная зона Вебирс (оперативная информация Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР), Иркутск, 1973, с. 24-31.
- Павловский Е.В., Ескин А.С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1964. 126 с.
- Павловский Е.В., Цветков А.И. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Ангинского района. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 106 с.
- Петровская Н.В. Гиганто-мигматитовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного района. М.: ОНТИ, 1973. 76 с.
- Поля редкометалльных гранитных пегматитов (геохимическая специализация и закономерности размещения). М.: Наука, 1976. 332 с.
- Потапьев В.В. О понижении показателей преломления биотита в гранитах поздних фаз Кольванского массива. - Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 3, с. 583-585.
- Раген Э. Геология гранита. М.: Недра, 1979. 327 с.
- Редкометалльные гранитоиды Монголии/ Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. и др. М.: Наука, 1971. 240 с.
- Резвой Д.П. О великом георазделе Азиатского материка. - В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. Доклады советских геологов на XXII сессии МКГ. М.: Недра, 1964, с. 173-187.

- Родионов Г.Г. Классификация пегматитов и особенности процесса пегматитообразования. — В кн.: Вопросы геологии и генезиса пегматитов. М.: Недра, 1964, с. 82-114.
- Родионов Г.Г. О типах пегматитов и некоторых особенностях пегматитообразования. — В кн.: Международный геологический конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 6. М.: Недра, 1965, с. 222-235.
- Родионов Г.Г. Основные особенности генезиса пегматитов. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975, с.63-72.
- Родионов Г.Г. Формации слюдоносных и редкометалльных пегматитов. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1977, с. 65-110.
- Родионов Г.Г., Бушев А.Г., Калугин Е.Н. Особенности пегматитов, вызываемые условиями образования. — Геол. рудн. месторожд., 1972, т. 14, № 6, с. 17-18.
- Россовский Л.Н. Закономерности размещения и главные особенности редкометалльных пегматитов Монгольской Народной Республики. — В кн.: Материалы по магматизму и металлогении Красноярского края. Красноярск, 1976, с. 20-32.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. II. М.: Недра, 1967. 699 с.
- Салье М.Е., Глебовицкий В.А. Металлогенетическая специализация пегматитов. Л.: Наука, 1976. 188 с.
- Сизых А.И. Процессы метаморфизма и формирования Северо-Байкальского пегматитового пояса. — В кн.: Металлогения докембрия. (Тезисы докладов II Всесоюз. совещания по металлогении докембрия). Иркутск, 1981, с. 158-159.
- Слепнев Ю.С., Бойко Т.Ф. Рубидий. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М.: Наука, 1964, с. 51-74.
- Соколов Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л.: Наука, 1970. 190 с.
- Соколов Ю.М., Кратц К.О., Глебовицкий В.А. Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов в метаморфических поясах. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975, с.5-15.
- Соколов Ю.М., Мануйлова М.М., Великославинский Д.А. Закономерности пространственного размещения и генезиса пегматитов Северо-Байкальского нагорья. — В кн.: Международный геологический конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 6. М.: Недра, 1965, с. 245-257.
- Соколов Ю.М., Салье М.Е., Родионов Г.Г. Эволюция пегматитообразования в докембрии. — В кн.: Процессы глубинного петрогенезиса и минералогии в докембрии СССР. Л.: Наука, 1979, с. 288-313.
- Солодов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 232 с.

- Солодов Н.А. Кларки щелочных и редких элементов в гранитных пегматитах. – В кн.: 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.
- Сорокин А.В. Пегматиты Западного Прибайкалья. – В кн.: Труды ИГМИ, вып. 14. Иркутск, 1957, с. 75–84.
- Строна П.А., Татаринов П.М. Формационный анализ геологических образований как основа геологического прогноза. – В кн.: Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л.: изд. ЛГИ, 1977, с. 3–9.
- Судовиков Н.Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения. (По материалам исследования в Карелии). Л.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 97–174.
- Татаринов А.В., Шмакин Б.М. Средний состав, особенности распределения элементов-примесей и геохимическая специализация миароловых пегматитов. – Геохимия, 1976, № 2, с. 272–282.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961. 592 с.
- Ушаков В.И., Богуславский И.С. Геологическое положение, строение и состав альбититов Бурал-Хангайского массива (Центральная Монголия). – Уч. зап. НИИГА. Регион. геол., 1969, вып. 14, с. 71–74.
- Ферсман А.Е. Пегматиты. – В кн.: Избранные труды. Т. VI. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 5–489.
- Хамрабаев И.Х., Айзенштат В.И., Азимов П.Т. и др. Вещественный состав и оптические свойства слюд из некоторых гранитоидных формаций Узбекистана. – В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л.: Наука, 1972, с. 289–305.
- Хасин Р.А. Киммерийские граниты Восточной Монголии. – Сов.геол., 1947, № 24, с. 81–92.
- Хасин Р.А., Михайлов Э.В. Жанчублицкий интрузивный комплекс. – В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. Т. II. М.: Недра, 1973, с. 309–332.
- Хвостова В.А., Лапутина И.П., Петерсон М.Р. Находка цезиевого биотита в СССР. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 1, с. 142–146.
- Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 118 с.
- Хренов П.М. Каледонские магматические породы Саяно-Байкальской горной области и проблемы их металлогении. – В кн.: Проблемы тектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 87–95.
- Хренов П.М. Нижнепалеозойские интрузии Западного Забайкалья, Витимского плоскогорья и Восточного Прибайкалья. – В кн.: Геология СССР. Т. XXXV. Ч. 1. М.: Недра, 1964, с. 377–390.
- Хренов П.М. Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых в Прибайкалье. – В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. М.: Наука, 1969, с. 7–22.

- Хренов П.М. Что же такое зона Вебирс на Азиатском континенте? — В кн.: Трансазиатская континентальная зона Вебирс (оперативная информация Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР), Иркутск, 1978, с. 35–38.
- Шаров В.Н., Шмотов А.П., Коновалов И.В. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения (Байкало-Патомское нагорье). Новосибирск: Наука, 1978. 104 с.
- Шерман С.И. О меридиональной зоне Вебирс на Азиатском континенте и критериях ее выделения. — В кн.: Трансазиатская континентальная зона Вебирс (оперативная информация Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР). Иркутск, 1978, с. 31–35.
- Шмакин Б.М. О роли давления в геохимической специализации гранитов и пегматитов. — Геохимия, 1971, № 12, с. 1494–1500.
- Шмакин Б.М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
- Шмакин Б.М. Давление как фактор геохимической специализации пегматитов. — Геол. и геофиз., 1979, № 8, с. 82–88.
- Шмакин Б.М., Макагон В.М., Конев А.А., Иванов А.Н. Амазонитовые пегматиты Приольхонья (Западное Прибайкалье). — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1973, вып. 102, № 5, с. 591–599.
- Шмакин Б.М., Макрыгина В.А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. М.: Наука, 1969. 280 с.
- Шмакин Б.М., Топунова Г.А. Гранитные пегматиты США. М.: Наука, 1981. 116 с.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 8–16.
- Шеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976. 295 с.
- Щипцов В.В. К характеристике внутреннего строения, вещественного состава и температуры минералообразования мусковитсодержащих пегматитов Западного Беломорья. — В кн.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Петрозаводск, 1979, с. 56–64.
- Эгель Л., Жекомцев Б., Ушаков В. К вопросу о металлогенической специализации некоторых интрузивных комплексов МНР. — В кн.: Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. М.: изд. СЭВ, 1966, с. 74–80.
- Якжин А.А. Слюдяные месторождения Северо-Западного Прибайкалья. М.-Л.: Изд-во ГОНТИ — НКТП — СССР, 1939, с. 3–68.
- Babu V.R.M. Study of minerals from the pegmatites of the Nellore mica belt, Andhra Pradesh, India. Pt. III. Biotite. — Min. Mag., 1969, v. 37, N 287, p. 391–393.

Gorbatshev R. Coexisting varicolored biotites in migmatitic rocks and some aspects of element distribution. - Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1972, v. 118, N 1, p. 1-22.

Aye F., Bouladon J., Picot P., Pouit G. Quelques exemples d'apports de la mineralogie a la connaissance et la recherches des gîtes mineraux. - Bul. Mineral., 1978, N 101, p. 139-147.

Heinrich E.W. Studies in the mica group. - Amer. J. Sci., 1946, v. 244, p. 25-49.

Kotowski J. Analiza mezoskopowa lineacji biotyty w gneisach izerskich. - Roczn. Pol. tew. geol., 1971, v. 41, N 4, p. 553-563.

Shaw D.M. Evolutionary tectonics of the earth in the light of early crustal structure. - Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 1980, N 20, p. 65-73.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Глава 1. Характеристика пегматитовых формаций	8
Формации синорогенных пегматитов	18
Формации позднеорогенных пегматитов	23
Формации пегматитов активизированных складчатых систем первого типа	34
Формации пегматитов активизированных складчатых систем второго типа	39
Глава 2. Минеральный состав и минеральные ассоциации пегматитов	52
Синорогенные пегматиты	53
Позднеорогенные пегматиты	63
Пегматиты отраженной активизации	99
Пегматиты автономной активизации	116
Глава 3. Геохимическая эволюция пегматитов	122
Петрогенные элементы	-
Редкие элементы	142
Глава 4. Генетические особенности и металлогеническая специализация пегматитов	151
О генезисе пегматитов	-
Металлогенический анализ пегматитовых формаций	156
Заключение	162
Литература	164

Александр Николаевич Иванов,
Борис Матвеевич Шмакин

ЭВОЛЮЦИЯ ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЯ
В РЕГИОНАХ
С МНОГОЭТАПНЫМ ГРАНИТОИДНЫМ МАГМАТИЗМОМ

Ответственный редактор
Михаил Иванович Кузьмин

Утверждено к печати Институтом геохимии
им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР

Редактор издательства З. Д. Роскина
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник Б. А. Васильев
Технический редактор Л. Г. Филина
Корректоры В. К. Чичельник, К. И. Сергеева

ИБ № 23203

Сдано в набор 11.02.83. Подписано к печати 27.07.83. МН 07551. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага офсетная. Офсетная печать. Усл. печ. л. 11. Усл. кр.-отт. 11,4. Уч.-изд. л. 12,2.
Тираж 850 экз. Заказ № 727. Цена 1 р. 80 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

1 р. 80 к.

3965