

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МУСКОВИТОВЫЕ
ПЕГМАТИТЫ
СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ

559, 32

МУСКОВИТОВЫЕ
ПЕГМАТИТЫ
— СССР —

1381



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1975



Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *К. О. Кратц* (главный редактор),
В. П. Петров, *Г. Г. Родионов*, *М. Е. Салье* (ответственный редактор),
Ю. М. Соколов (ответственный редактор), *Б. М. Шакин*

М $\frac{20803-567}{055 (02)-75}$ 252-75

© Издательство «Наука», 1975

ПРЕДИСЛОВИЕ

Прошло около 40 лет со времени появления монографического сборника «Слюды СССР» (ред. П. М. Татаринев), в котором был обобщен накопленный к тому времени опыт практики геологоразведочных работ и представлена обстоятельная характеристика геологии и петрологии месторождений мусковитовых пегматитов. Генетические аспекты образования пегматитов в этом сборнике рассматривались с позиций теории А. Е. Ферсмана о фракционной кристаллизации пегматитов. Однако потребности развивающейся слюдяной промышленности вызвали к жизни иные идеи и представления о пегматитах и «пегматитовом» процессе, которые нашли свое наиболее полное выражение в работах Д. С. Коржинского, опубликованных в том же сборнике. Представление Д. С. Коржинского о генетической связи мусковитовых пегматитов с определенными фациями регионального метаморфизма, наряду с идеями о важной роли процессов перекристаллизации при пегматитообразовании, теоретически обоснованными А. Н. Заварицким, нашли свое развитие в работах специалистов-слюдяников и были отражены в докладах 1-й пегматитовой конференции, проходившей в Ленинграде в 1961 г. Особое место в докладах этой конференции занимали исследования, посвященные проблеме перекристаллизации и метасоматического минералообразования в пегматитах, разработанные В. Д. Никитиным. В то же время вопросам связи процессов промышленного мусковитообразования в пегматитах с региональным метаморфизмом было посвящено лишь незначительное число работ.

Это направление разработки проблемы геологических и петрологических основ теории генезиса пегматитов является одним из ведущих сегодня. Успехи его дальнейшего развития отражены в предлагаемом читателю монографическом сборнике «Мусковитовые пегматиты СССР», в котором сведены основные доклады Всесоюзной теоретической конференции на тему «Геология и генезис мусковитовых пегматитов», состоявшейся в 1973 г. в г. Ленинграде. Обращает на себя внимание широкое развитие в последние годы геохимических, тонких минералогических и физико-химических исследований пегматитов, привлечение широкого круга экспериментальных разработок и методов математической статистики к обоснованию развиваемых теорий о генезисе этих образо-

ваний. Это обстоятельство отражает переход от чисто описательных методов исследований к точным количественным оценкам условий пегматитообразования, что приводит сторонников различных концепций и научных школ к более жесткой аргументации.

Тематика докладов, заслушанных на конференции, насколько это позволил объем сборника, объединена по четырем крупным проблемам: общие проблемы пегматитообразования, генезис, геохимия и минералогия, геология мусковитовых пегматитов СССР. В качестве дополнительных материалов к сборнику следует рассматривать изданные к конференции тезисы, в которых нашли свое отражение все доклады.

Настоящий сборник представляется полезным для исследователей, занимающихся проблемами металлогении докембрия, так как круг затронутых в нем вопросов, характер и степень проработки проблем выходят за рамки собственно формации мусковитовых пегматитов и затрагивают проблемы эндогенной минерализации в метаморфических комплексах различного возраста.

К. О. Кратц

І. ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЯ

Ю. М. СОКОЛОВ, Б. О. КРАТЦ, В. А. ГЛЕБОВИЦКИЙ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ФОРМАЦИЙ МУСКОВИТОВЫХ И МУСКОВИТ-РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСАХ

Широкий размах проведенных за последние годы исследований процессов регионального метаморфизма подвижных поясов докембрия СССР и достигнутые при этом значительные успехи в изучении теоретических основ метаморфизма позволили с новых методических позиций рассмотреть закономерности образования и размещения тех месторождений полезных ископаемых, генезис которых определяется направленностью метаморфических процессов, происходивших в рудовмещающих комплексах. Тектоническая карта территории складчатого фундамента СССР со снятым платформенным чехлом и Карта метаморфических поясов территории СССР масштабов 1 : 5 000 000 (Глебовицкий, 1973; Кратц, Глебовицкий, 1973) и установление геолого-геохронологических рубежей в древнейшей истории развития земной коры (Балтийский щит: Лобач-Жученко и др., 1972; Восточная Сибирь: Геохронология докембрия. . ., 1968; Метаморфические пояса СССР, 1974) дали все основания провести минерагенический анализ метаморфических поясов докембрия СССР (Кратц и др., 1973а, 1973б). Эти работы, а также данные, полученные другими исследователями, позволили выделить в докембрийской истории минерагенические мегациклы, соответствующие определенным тектоно-метаморфическим мегациклам: раннеархейский (древнее 3300 ± 300 млн лет), позднеархейский (древнее 2600 ± 100 млн лет), раннепротерозойский (древнее 2000 ± 100 млн лет), среднепротерозойский (древнее 1700 ± 50 млн лет) и позднепротерозойский (древнее 670 ± 20 млн лет).

Основываясь на этих материалах и учитывая опыт систематики месторождений других генетических типов, предпринятый различными исследователями, была разработана новая генетическая классификация месторождений метаморфогенных полезных ископаемых (Соколов и др., 1975). В основу классификации положен принцип временных соотношений процессов рудообразования и метаморфизма, а также эмпирически установленные связи рудных и нерудных формаций или комплексов и групп формаций с той или иной фацией или субфацией определенной фациальной серии, которые являются отражением геотермического режима развития структурно-формационных зон и определяют их металлогеническую специализацию. В соответствии с изложенными принципами рудные и

нерудные формации подразделяются на про- (пара)-, рео- и ортометаморфические классы месторождений.

Для решения поставленных в этой статье вопросов ведущее значение имеет ортометаморфический класс месторождений, к которому относятся те формации метаморфогенных полезных ископаемых, рудное и (или) нерудное вещество которых возникло в самом процессе регионального метаморфизма, а концентрация и локализация рудного вещества определяется термодинамическим режимом регионального метаморфизма. Этот класс объединяет палингено-метасоматические (пегматитовые) месторождения, возникшие в процессах метаморфической дифференциации, магматического замещения, дифференциации вещества при выплвлении и консолидации гранитоидного расплава и дальнейших постгранитизационных метасоматических преобразованиях, а также гидротермально-метасоматические месторождения, возникшие во время регрессивных стадий регионального метаморфизма. Таким образом, метаморфогенные пегматитовые формации, включающие керамическую, мусковитовую, мусковит-редкометалльную и редкометалльную формации ортометаморфического класса, являются закономерным высокотемпературным членом парагенетических ассоциаций пород, принадлежащих различным по давлению фаціальным сериям. На основании этого можно сформулировать определение формации пегматитов. Под пегматитовой формацией следует понимать серию пегматитовых жил (месторождений), образовавшихся в сходной литолого-стратиграфической и структурной обстановке при $P-T$ условиях фаций альмандиновых или куммингстонитовых амфиболитов, возникающих при различном геотермическом режиме, с которым связана геохимическая специализация формации независимо от возраста метаморфизма.

Несмотря на значительные успехи в изучении пегматитов, до сих пор еще не исследованы причины эмпирически установленной зависимости их типа от особенностей геологического строения и эволюции тек структурно-фаціальных зон, в которых они формируются. Отсутствие пространственной, временной и генетической связей между пегматитами и массивами гранитов и, наоборот, наличие этих связей между пегматитами и метаморфическими комплексами заставляет сейчас ставить вопрос о причинах пегматитообразования в новом аспекте. Для успешного разрешения этого вопроса первостепенное значение приобретает анализ эволюции метаморфических поясов (Глебовицкий, 1973). Основой для такого анализа как раз и послужили составленные в Институте геологии и геохронологии докембрия АН СССР карта метаморфических поясов СССР масштаба 1 : 5 000 000, а также карты регионального метаморфизма Балтийского щита и южного обрамления Алданского щита и Сибирской платформы масштаба 1 : 2 500 000, а также детальные карты метаморфизма по регионам крупнейших месторождений Союза.

В дальнейших рассуждениях принята во внимание взаимозависимость $P-T$ условий одновременно возникающих пегматитовмещающих комплексов (при процессах регионального метаморфизма) и формаций пегматитов (при процессах пегматитообразования). Естественно, что тот и другой процессы для различных участков структурно-фаціальных зон будут различны, и, следовательно, эта зависимость может быть использована в качестве классификационного критерия. Как показали исследования, проведенные в Северо-Байкальской, Восточно-Саянской, Таймырской, Уральской, Южно-Чуйской и других провинциях, процессы перекристаллизации и метасоматоза пегматитов развиваются в связи с эволюцией

процессов регионального метаморфизма. Поэтому разрабатываемая авторами модель метаморфогенного пегматитообразования, основанная на детальных исследованиях пегматитовых полей Восточной Сибири (Ю. М. Соколов) и Балтийского щита (М. Е. Салье), а также на региональных обобщениях с учетом всей существующей информации, дает возможность в едином методическом аспекте подходить к оценке потенциальной мусковитоносности мусковитовых провинций и полей и даже отдельных пегматитовых узлов (Северо-Байкальская провинция, пегматитовые поля Балтийского щита). Тогда как недооценка фактора регионального метаморфизма при минерогеническом районировании приводит к необоснованным выводам о перспективах мусковитоносности крупных районов (Центрально-Кольский блок) или к неоправданным затратам при проведении поисково-разведочных работ (Олекмо-Становая провинция). Кроме этих положений, имеющих первостепенное значение для практических задач, модель метаморфогенного пегматитообразования имеет большое научное значение, так как подводит геологическую и физико-химическую базу под гипотезу образования пород пегматитовых жил и мусковита в процессе собирательной перекристаллизации и метасоматоза гранитов (аплитов) и кристаллических сланцев (гипотезы Д. С. Коржинского, А. Н. Заварицкого, В. Д. Никитина).

Основное положение модели метаморфогенного пегматитообразования заключается в том, что эволюционный процесс зарождения, формирования и преобразования индивидуальной по своим особенностям пегматитовой жилы или групп жил определяется стадиями тектоно-метаморфического цикла в комплексе пород, оптимальных по P - T условиям для пегматитообразования. Таким образом, целесообразно классифицировать пегматитовые формации по принадлежности их к фациям и субфациям регионального метаморфизма, а также и фаціальным сериям, отличающимся величиной отношения температуры к давлению и отражающим различный геотермический режим подвижной области. При этом классификация пегматитовых формаций основывается на общепринятых фациях регионального метаморфизма (эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая и гранулитовая), а выделение фаціальных серий основывается на данных экспериментальных исследований и результатах анализов природных парагенезисов. Можно выделить шесть фаціальных серий (Глебовицкий, 1973).

Серия A_1 характеризуется появлением парагенезисов хлоритоид-кордиеритовой субфации при $T=470-500^\circ\text{C}$, отсутствием ставролита, широким распространением ассоциации андалузита с калиевым полевым шпатом и появлением двупироксен-плагноклазовых пород при относительно низкой температуре ($650-700^\circ\text{C}$).

Серия A_2 отличается распространением парагенезисов ставролита в узком интервале температур, возникновением его парагенезиса с кордиеритом лишь в метапелитах, бедным калием, широким распространением ассоциаций кордиерита с андалузитом и с калиевым полевым шпатом, повсеместным распространением пород кордиерит-андалузит-ортоклазовой субфации в зонах ультраметаморфизма. Гранулиты этой серии характеризуются отсутствием граната в породах, богатых кальцием, и широким распространением парагенезиса роговой обманки с кварцем и двумя пироксенами.

Серия A_3 включает в себя породы кордиерит-ставролит-мусковитовой ($T=480-560^\circ\text{C}$) и ставролит-биотит-мусковитовой ($T=560-600^\circ\text{C}$) субфаций. В этой серии возможны парагенезисы биотита, ставролита, мусковита и андалузита и силлиманита, граната, мусковита и биотита. В зонах ультраметаморфизма с равной степенью вероятности можно встретить ассоциации силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой и кордиерит-

биотит-гранат-ортоклазовой субфации. Сюда же относятся богатые кальцием породы гранулитовой фации с гранатовыми парагенезисами.

Серия B_1 отличается отсутствием кордиерита в интервале температур эпидот-амфиболитовой фации. В низкотемпературной части фации алмандиновых амфиболитов широко развиты двуслюдяные сланцы с кианитом и ставролитом. Возможно появление кордиерита в ассоциации с гранатом в метапелитах, бедных калием. Полностью исключена возможность появления силлиманит-гранат-биотит-мусковитового парагенезиса. В зоне ультраметаморфизма появляются только ассоциации силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфации. При максимально высоких температурах гранулитовой фации формируются шпинель-кварцевые и сапфирин-кварцевые породы.

Серия B_2 объединяет жедрит-кианит-гранатовую, гранат-кианит-биотит-мусковитовую, гранат-кианит-биотит-ортоклазовую субфации фации алмандиновых амфиболитов и кианит (силлиманит) гранат-гиперстеновую субфацию гранулитовой фации.

Серия В соответствует жадеит-глаукофановой серии А. Мияширо.

Минерагенический анализ карт метаморфических поясов позволяет установить и теоретически обосновать закономерности распределения в земной коре главных в промышленном отношении пегматитовых формаций: а) пегматиты редкометалльной формации образуются только в областях, где проявился метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии ($A_2 + A_3$, $P = 3 - 4.5$ кбар), б) пегматиты редкометалльно-мусковитовой формации формируются в областях с метаморфизмом промежуточного типа ($A_3 + AB$, $P = 4.5 - 5$ кбар) и в областях наложенного метаморфизма амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии по дистен-силлиманитовой фациальной серии или же в областях с обратной последовательностью метаморфических событий; в) пегматиты мусковитовой формации локализуются только в областях дистен-силлиманитовой фациальной серии в зонах дистен-альмандин-биотит-мусковитовой субфации фации алмандиновых амфиболитов ($B_1 + B_2$, $P = 5 - 9$ кбар).

Подобная типизация пегматитов имеет важное практическое значение, так как минерагеническая специализация и потенциальная мусковитонность пегматитов мусковит-редкометалльной и мусковитовой формаций, расположенных в моно- и полициклических метаморфических поясах, различна. Относительно времени и места проявления регионального метаморфизма, связанного с пегматитообразованием, выделяются следующие генетические типы мусковитовых провинций (см. таблицу).

I. Мусковитовые провинции областей монометаморфизма, образовавшиеся при одноактном проявлении тектоно-метаморфического цикла, в условиях регионального метаморфизма дистен-силлиманитового типа.

II. Мусковитовые провинции областей полиметаморфизма, возникшие при наложении одного тектоно-метаморфического цикла на другой.

Таким образом, формирование пегматитов мусковитовой и мусковит-редкометалльной формаций происходит в зонах: 1) дистен-альмандин-биотит-мусковитовой субфации в областях метаморфической зональности дистен-силлиманитовой фациальной серии; 2) ставролитовых и силлиманит-гранат-биотит-мусковитовой субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов в областях метаморфической зональности промежуточной фациальной серии; 3) диафтореза дистен-альмандин-биотит-мусковитовой субфации дистен-силлиманитовой фациальной серии по гранулитам; 4) диафтореза ставролитовой и кордиерит-гранат-биотит-мусковитовой и гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой субфаций андалузит-силлиманитовой фациальной серии по породам и пегматитам дистен-силли-

манитовой фациальной серии; 5) диафтореза дистен-альмандин-биотит-мусковитовой субфации по породам и пегматитам андалузит-силлиманитовой фациальной серии; 6) регрессивного метаморфизма эпидот-амфиболитовой субфации.

Наиболее показательными пегматитовыми провинциями являются Северо-Байкальская, Восточно-Саянская и Беломорская провинции.

Как известно, Северо-Байкальское нагорье относится не только к классическим областям развития полной симметричной метаморфической зональности с изменением степени метаморфизма от хлорит-серицитовой до гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовой субфации, но и является классической областью, для которой установлены изофациальные соответствия рудных и нерудных формаций с определенными зонами регионального метаморфизма. Месторождения метаморфогенного типа здесь представлены золото-сульфидной формацией и мусковитовыми пегматитами.

Районом развития золото-сульфидного оруденения реометаморфического класса метаморфогенно-гидротермального генезиса является Ленская золотоносная провинция. В. А. Буряк (1973) на основании детальных работ в центральной части Бодайбинского синклинория (Патомское нагорье) отмечает, что наиболее высокие концентрации золота установлены в зоне зеленосланцевой фации метаморфизма, в то время как в породах эпидот-амфиболитовой и особенно более высокотемпературных фаций метаморфизма, содержание золота в сульфидных зонах и кварцевых жилах весьма незначительно и не представляет практического интереса. Геотермический режим зонального метаморфизма в Северо-Байкальском нагорье является наиболее благоприятным для образования в высокотемпературных зонах, в противовес предыдущим, пегматитов мусковитовой формации (Великославинский и др., 1963). Процессы пегматитизации при этом строго определяются этапностью регионального метаморфизма и его геотермическим режимом. Прогрессивный этап определяет появление в процессе или метасоматоза, или палингенеза кварц-полевошпатовых парагенезисов, характеризующихся в основном породами мелкозернистых структур, тогда как в регрессивный этап регионального метаморфизма при высокой активности ионов водорода, невысокой активности ионов калия при значительном значении потенциала H_2O происходит гидролиз полевых шпатов, увеличивается роль собирательной перекристаллизации и метасоматоза (мусковититизации) кварц-полевошпатового субстрата первичных жил и зон.

Иное геологическое положение, по сравнению с Северо-Байкальской мусковитовой провинцией, занимают пегматиты бирюсинской серии Восточно-Саянской провинции. Образование пегматитов здесь связано с диафторезом пород гранулитовой фации метаморфизма в условиях дистен-альмандин-биотит-мусковитовой субфации дистен-силлиманитовой фациальной серии. Такое положение пегматитов в истории развития метаморфического цикла накладывает свой отпечаток на элементы внутреннего строения жил, что отличает их от пегматитов Северо-Байкальской мусковитовой провинции (Соколов, Таевский, 1970).

Еще более сложное строение имеет Беломорская пегматитовая провинция. Согласно последним исследованиям, проведенным в Беломорье (Володичев, 1971; Лобач-Жученко и др., 1972; Глебовицкий, 1973), метаморфическая эволюция Беломорья, выявленная геологическими и геохронологическими методами, представляется в следующем виде. Ранний цикл развития ознаменовался проявлением метаморфизма гранулитовой фации умеренной глубинности. Соответствующие ей породы в виде реликтов встречаются в южной части Беломорско-Лапландской зоны. В позднем архее вся рассматриваемая область подвергалась однофазному мета-

Генетическая классификация и изотопный возраст метаморфогенных пегматитов мусковитовой и мусковит-редкометальной формаций

Генетический тип месторождений	Минерогенетическая формация	Фактор регионального метаморфизма, контролирующий пегматитообразование	Складчатая система (структурное положение провинций, полей, месторождений)	Генотипы провинции	Изотопный возраст, млн лет
Палингенно-метасоматический	Мусковитовых пегматитов	Зоны Dist—Alm—Bt—Mu субфации в областях метаморфической зональности Dist-Sill фациальной серии	Месторождения, связанные с одноактным проявлением регионального метаморфизма		
			Байкальская (Мамский мегасинклинорий)	Северо-Байкальская провинция	320 (U-Pb) 315—371 (K-Ar) 450±50 (Rb-Sr)
			Тиманская	Тиманское поле	620—640±25 (K-Ar)
			Уральская (Мугоджарский мегантиклинорий)	Мугоджарская провинция	290—576±10—20 (K-Ar) 1300±200 (U-Rb)
	Аппалачская	Аппалачская провинция	240—550 (U-Pb, K-Ar)		
	Мусковит-редкометальных пегматитов	Зоны Stav-Cord-Gr-Bt-Mu субфации фации куммингтонитовых амфиболитов в областях метаморфической зональности промежуточной фациальной серии	Алтае-Саянская (Холзунско-Чуйский антиклинорий)	Южно-Чуйское пегматитовое поле	590±25 (U-Pb)
			Таймырская	Таймырское поле	216—263 (K-Ar)
			Саянская (Енисейский мегантиклинорий)	Кондаковское поле	750 (U-Pb) 850 (K-Ar) 680 (Rb-Sr)
	Мусковитовых пегматитов	Зоны диафтореза Dist-Alm-Bt-Mu субфации Dist-Sill фациальной серии по гранулитам	Месторождения, связанные с этапом повторного метаморфизма		
			Карельская (Беломорский срединный массив)	Беломорская провинция	1790 (U-Pb-Th) 1750—1830 (K-Ar) 1840—2000 (Rb-Sr)
		Становая	Олекмо-Становая провинция	1466 (K-Ar) 2130 (Rb-Sr)	

			Саянская (Восточно-Саянский мегантиклинорий)	Бирюсинское поле	630—310 (U-Rb) 592 (K-Ar)
			Саянская (Енисейский мегантиклинорий)	Баргинское поле	540—710 (K-Ar) 535—690 (Rb-Sr)
			Анабарская (Анабарский срединный массив)	Анабарское поле	1650—1750 (U-Rb-Th)
			Байкальская	Акуканское месторождение	616 (K-Ar)
			Аделаидская (?)	Центрально-Австралийское поле (?)	1560 ± 40 (Rb-Sr изохрона)
Мусковит-редкометалльных пегматитов	Зоны диафтореза ставролитовых, Cord-Gt-Bt-Mu субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов And-Sill фациальной серии по породам и пегматитам Dist-Sill фациальной серии		Дарварская, Сатпурская, Делли-Аравалийская	Раджпутанская, Бихарская, Неллурская провинции	580—735, 860—1050, 1300—1600 (U-Pb)
			Бразильская (Минас-Жерайская)	Минас-Жерайская провинция	340—551 (U-Pb)
			Кольская	Поле северной окраины Центрально-Кольского блока	—
Мусковит-редкометалльных пегматитов	Зоны диафтореза Dist-Alm-Bt-Mu субфации по породам и пегматитам And-Sill фациальной серии	Карельская	Коловайское месторождение	—	
Гидротермально-метасоматический	Альбит-микроклин-мусковитовых метасоматитов	Зоны наложенного метаморфизма Ep-Am фаций	Уральская	Слюдяногорское, Беркутинское, Агордяшское, Подднеевское, Шумихинское, Ольгинское и другие месторождения	340—445 (K-Ar)

морфизму в условиях высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов, причем давление было высоким, так что геотермический режим отвечал фациальной серии B_2 . В это время формировались слюдяные пегматиты, но экономическое значение их ограничено. Наконец, на рубеже раннего и среднего протерозоя сформировался собственно Беломорско-Лапландский пояс, характеризующийся формированием гранулитов повышенных давлений на ранних стадиях метаморфического цикла и симметричной метаморфической зональности в режиме одной из фациальных серий B на поздних стадиях. Зона кианит-альмандин-биотит-мусковитовой субфации, располагающаяся в осевой части пояса, как раз и контролирует размещение одной из важных в СССР мусковитовой провинции (Салье, 1973а, б; наст. сб., стр. 15—36).

Обобщение геохронологических данных по мусковитовым провинциям Советского Союза и др. стран позволяет установить минерагенические эпохи мусковитообразования в развитии земной коры. При этом наиболее точные данные могут быть получены при одновременном определении возрастных рубежей различными методами изотопной геохронологии ($K-Ar$, $Rb-Sr$ и $U-Pb$) с соответствующим анализом тектоно-метаморфических циклов. На этом основании в истории развития коры выделяются две эпохи мусковитообразования: средне-позднепротерозойская, соответствующая этапу тектоно-метаморфической активизации (1750—2000 млн лет), и позднепротерозойская—раннепалеозойская, соответствующая формированию зональных метаморфических комплексов (670—500 млн лет).

Обратимся к анализу условий образования мусковитовых пегматитов. Для этого рассмотрим построенную с учетом последних экспериментальных данных петрогенетическую решетку, характеризующую условия изофациального с пегматитообразованием регионального метаморфизма и диаграмму системы альбит-кварц—калиевый полевой шпат (Соколов, 1970б). Анализ петрогенетической решетки (Глебовицкий, 1973) показывает:

1. Парагенетические ассоциации пегматитов мусковитовой формации находятся в поле альмандин-амфиболитовой фации, захватывая в основном область, лежащую в поле дистена выше по давлению тройной точки (5.5 кбар, 625° С), и соответствуют гранат-кианит-биотит-ортоклазовой, гранат-кианит-биотит-мусковитовой, ставролит-жедритовой, кордиерит-ставролит-жедритовой и биотит-ставролит-мусковит-кианитовой субфациям. Эти зоны находятся в оптимальной области существования мусковита, ограниченной линией разложения мусковита с кварцем и ставролита с кварцем, оцениваемую температурой 650—680° С. По всей вероятности, эту температуру следует считать верхним пределом становления мусковитовых пегматитов.

2. Наиболее благоприятными геотермическими режимами для образования мусковитовых пегматитов следует считать такие, которые соответствуют ставролит-кордиерит-кианит-силлиманитовой (B_1) и ставролит-жедрит-кианит-ортоклазовой (B_2) фациальным сериям или кианит-силлиманитовой фациальной серии по А. Мияширо.

3. Область появления «гранита» как первичного субстрата образования пегматитов лежит в поле гранат-кианит-биотит-ортоклазовой субфации.

Как уже подчеркивалось, петрологическая и геохимическая специализация пегматитов определяется монометаморфическим и полиметаморфическим характером развития тектоно-метаморфического пояса. В связи с этим в пегматитовых провинциях монометаморфических областей присутствуют пегматиты доинверсионного и инверсионного этапа или пег-

матиты I и II групп, а в пегматитовых провинциях полиметаморфических областей находятся только пегматиты II группы (Соколов, 1970б).

Кварц-полевошпатовая составная часть пегматитов I группы образуется в процессе метаморфического минералообразования прогрессивного этапа регионального метаморфизма при метасоматическом замещении метаморфических пород. Весь цикл образования пегматитов I группы включает следующие стадии: метабластез → диабластез → гомогенизация диабластов → собирательная перекристаллизация диабластов. Баланс вещества при образовании пегматитов первой группы, изученной в Северо-Байкальской провинции, представляется в следующем виде: привнос натрия, вынос железо-магнезиально-кальциевых компонентов при более или менее инертном поведении алюминия и кремния.

Образованию пегматитов II группы предшествует селективное плавление метаморфических пород и кристаллизация палингенных жил гранитов, являющихся субстратом для этих пегматитов. Эволюция пегматитов II группы включает следующие стадии: кристаллизация расплава → собирательная кристаллизация, калиевый метасоматоз → кремнистый метасоматоз → натриевый метасоматоз. Применение существующих в настоящее время методик термометрии позволяет дать температурную градуировку (в °C) полного цикла пегматитообразования: натриевый метасоматоз (560—570) → анатексис (700—750) → калиевый метасоматоз (560) → собирательная перекристаллизация (250—400) → гидролиз полевых шпатов (ниже 250—400) → образование жильбертита, низкотемпературного альбита и т. д. Необходимо отметить, что представленная температурная эволюция пегматитов соответствует предполагаемому ходу метаморфического процесса с одним максимумом повышения температуры, как это представлялось в идеальном случае Файфу, Тернеру и Ферхугену (Fyfe et al., 1958). Однако, как известно, развитие метаморфического цикла (Rast, 1958; Johnson, 1963; Ramsay, 1963; Глебовицкий, 1973) более сложно и характеризуется, возможно, многократными повышениями температуры. Вопрос же, соответствуют ли эти состояния определенным стадиям пегматитизации, остается открытым. Очевидно, что температурный интервал первых трех стадий пегматитизации соответствует термодинамическим условиям регионального метаморфизма амфиболитовой фации (формирование парагенетических ассоциаций кварц + плагиоклаз + микроклин), а последующие стадии — переходу к *P-T* условиям эпидот-амфиболитовой и даже зеленосланцевой фациям (реакции гидротации). Как представляется авторам статьи, в этом эволюционном переходе заключается минерагенетическое значение регрессивного этапа регионального метаморфизма как фактора мусковитообразования.

С позиций метаморфогенно-метасоматической гипотезы образования мусковитовых пегматитов теоретически объяснима потенциальная мусковитоносность пегматитовых провинций, полей и жил, которая представляется нам в следующем виде (см. таблицу).

1. Полный метаморфический цикл при формировании зональных метаморфических комплексов обеспечивает образование пегматитов I и II группы, что само по себе в несколько раз увеличивает удельный объем пегматитов, образующихся при этом процессе, а наличие протяженных по площади зон кианит-альмандин-биотит-мусковитовой субфации с благоприятными для регрессивного метаморфизма параметрами (высокий химический потенциал H_2O , слабая щелочность и высокая кислотность флюида) способствует устойчивой мусковитоносности (Северо-Байкальская мусковитовая провинция). Вместе с тем незначительное повышение степени метаморфизма до уровня гранат-силлиманит-биотит-ортотклазовой субфации и повышение степени мигматизации пони-

жает интенсивность проявления регрессивной стадии метаморфизма, что резко отражается на масштабах мусковитообразования в пегматитах (область водораздела рек Чая—Большая Чуя, Северо-Байкальская провинция). В то же время локальное понижение уровня геотермической поверхности приводит к снижению метаморфизма до дистен-альмандин-биотит-мусковитовой субфации и соответственно к локальному развитию промышленных пегматитовых жил (левый берег р. Чая, та же провинция). Однако необходимо учитывать масштабность распространения оптимальных для мусковитообразования метаморфических зон. Отсутствие таких протяженных однородных зон, как это, например, наблюдается в Аппалачском метаморфическом поясе, приводит к появлению мелких незначительных по потенциальной мусковитонности месторождений. С другой стороны, при широком развитии низкотемпературных метаморфических зон и, наоборот, незначительном распространении высокотемпературных зон также резко снижается потенциальная мусковитонность пегматитовых полей. При определении потенциальной мусковитонности необходимо учитывать недостаточную изученность метаморфических поясов и (или) полей, что не позволяет установить в них не только очаги наибольшего проявления регрессивного метаморфизма, но и выявить равновесные парагенетические ассоциации прогрессивной стадии и тем самым оценить возможности потенциальной мусковитонности пегматитов (Мугоджарская провинция).

2. Весьма незначительна, даже в случае благоприятных факторов, потенциальная мусковитонность пегматитовых провинций и полей, контролируемых зонами ставролитовых и кордиерит-гранат-биотит-мусковитовой субфации фации куммингтонитовых амфиболитов в областях метаморфической зональности промежуточной фациальной серии. Здесь вопрос заключается, во-первых, в слабом развитии палингенеза и, как следствие этого, незначительном наличии первичного кварц-полевошпатового субстрата и, во-вторых, в повышенной щелочности флюида регрессивного метаморфизма, что приводит к образованию в пегматитах ассоциаций, близких к ассоциациям редкометалльных пегматитов (Южно-Чуйское, Таймырское, Кондаковское пегматитовые поля).

3. Региональный диафторез в условиях дистен-альмандин-биотит-мусковитовой субфации по гранулитам, как фации широкого площадного распространения, создает благоприятные условия для формирования зон палингенеза и образования кварц-полевошпатового субстрата жил, а оптимальные параметры регрессивной стадии метаморфизма обеспечивают их устойчивую мусковитонность. Однако слабое развитие пегматитов I группы, естественно, снижает потенциальную мусковитонность провинций этого типа (Беломорская провинция, Бирюсинское поле). Значительно меньше, по сравнению с первыми, потенциальная мусковитонность пегматитовых полей, локализованных в узких зонах диафтореза. В некоторой степени они заслуживают внимания в районе Олекмо-Становой провинции при ее значительном площадном распространении и совершенно бесперспективны в «полосах» диафтореза Анабарского щита. Иногда в единичных пегматитовых жилах этого типа появляются незначительные содержания мусковита (Баргинское поле, Акуканское месторождение).

4. Зоны диафтореза фации куммингтонитовых амфиболитов по породам дистен-силлиманитовой фациальной серии или с обратной последовательностью метаморфических событий, изучены недостаточно, особенно в аспекте пегматитонности. Наличие в них колоссальных запасов мусковита, находящегося как в пегматитах I, так и в пегматитах II группы, широкое развитие рубидиевых мусковитов, а также повышенные содержания в пегматитах редких элементов позволяет предположить, что эво-

люция метаморфического цикла здесь, а соответственно и эволюция пегматитизации была исключительно сложной (пегматитовые поля и провинции Индии). В СССР пегматиты этого типа исследовались на Балтийском щите, где они имеют ограниченное распространение.

5. Наконец, следует отметить месторождения, связанные с формированием альбит-микроклин-мусковитовых и плагиоклаз-мусковитовых метасоматов, контролируемые узкими зонами метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации, наложенной на метаморфические породы более высоких ступеней (Слюдяногорское, Беркутинское и другие месторождения Урала). Мусковитоносность этих месторождений незначительна, но в случае широкого проявления метасоматоза в пегматитовых провинциях других генетических групп возникают значительные месторождения (месторождение заявки № 4, Северо-Байкальская провинция).

В заключении необходимо особо подчеркнуть, что в каждом конкретном случае вопрос определения потенциальной мусковитоносности пегматитов очень сложен (Рыцк, 1969) и требует всестороннего учета других факторов: литолого-стратиграфического, структурно-тектонического и магматического, проявления интенсивности пегматитизации вообще, степени мигматизации, масштаба гранитизации и величины эрозионного среза. Однако при всех прочих равных условиях при минерагеническом анализе перспективных на мусковитовые пегматиты площадей необходимо самое пристальное внимание обращать на главный минерагенический фактор локализации мусковитовых пегматитов — региональный метаморфизм.

М. Е. САЛБЕ

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПЕГМАТИТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Закономерная связь отдельных типов пегматитов с породами различных фаций метаморфизма впервые была теоретически обоснована Д. С. Коржинским. Следует подчеркнуть то обстоятельство, что Д. С. Коржинским вполне определенно была задокументирована не только связь мусковитовых пегматитов с мусковит-альмандиновой ступенью равновесия, но и наложение ассоциаций этой ступени равновесия на породы, метаморфизованные в условиях «диопсидовой фации». Им, кроме того, указывалось, что «это наложение вполне естественно, поскольку в самих пегматитах пневматолит накладывается на магматическое образование» (Коржинский, 1937а, стр. 107). А. И. Гинзбургом и Г. Г. Родионовым (1960) было показано, что разнообразие типов пегматитов во многом определяется не только геохимическими особенностями родоначальных магм, но и условиями глубинности их формирования. Последние исследования закономерностей локализации пегматитов Восточной Сибири, проведенные Ю. М. Соколовым (Соколов, 1970а), и созданная им классификация метаморфогенных мусковитовых пегматитов показали перспективность такого метода металлогенического анализа, когда оценка металлогенической специализации пегматитов проводится в аспекте пространственной корреляции пегматитов различного типа с соответствующими этапами метаморфизма.

Проведение такого рода металлогенического анализа стало возможным только после создания в ИГГД АН СССР Карты метаморфических поясов докембрия восточной части Балтийского щита в масштабе 1 : 2 500 000 (отв. ред. В. А. Глебовицкий), на основе которой была со-

ставлена карта пегматитоносности этого региона (см. вкладку). Кроме того, при проведении металлогенического анализа пегматитов были учтены следующие разработки: 1) классификация пегматитов Карело-Кольского региона (Салье и др., 1971), основные принципы и единицы которой рассматриваются ниже; 2) представление о пегматитах разных формаций и типов как о звеньях единой эволюционной цепи развития (Салье, 1973а, 1973б); 3) методические исследования о закономерностях изменения состава и строения некоторых породообразующих минералов пегматитов, дающие информацию о термодинамических условиях их образования и об условиях кислотности-щелочности среды (Никаноров, Михайлов, 1964а, 1964б, 1967, 1969; Гордиенко, 1970а, 1970б; Салье и др., 1973; наст. сб., стр. 81—97, 120—145); обобщение данных о химизме процесса пегматитообразования в разных метаморфических поясах докембрия.

Главным фактором, определяющим металлогеническую специализацию пегматитовой провинции (зоны), является тип метаморфизма данного метаморфического пояса. Этот региональный фактор позволяет выделять наиболее крупную классификационную единицу — формацию пегматитов. Внутри каждой формации в зависимости от положения в определенной фациальной зоне (фашии, субфашии) данного типа метаморфизма, последовательности и степени проявления регрессивных и диафорических процессов метаморфизма выделяются классы пегматитов. Таким образом, характер проявления процессов метаморфизма является ведущим при классификации пегматитов, поскольку именно им определяются *P-T* условия, контролирующие развитие ультраметаморфизма, магматизма и метасоматических явлений, с которыми генетически связаны гранитные пегматиты докембрия всех типов. В зависимости от минерального состава и структурно-текстурных признаков выделяются отдельные типы пегматитов, появление которых определяется более локальными факторами: влиянием вмещающих пород (литологический контроль); степенью дифференциации исходного жильного материала и масштабом проявления аутометасоматических и аллометасоматических процессов (ультраметаморфогенный и магматический контроль).

На основании изложенных принципов пегматиты восточной части Балтийского щита классифицированы следующим образом.

Формация мусковитовых пегматитов, провинции и поля которой связаны с метаморфическими поясами дистен-силлиманитовой фациальной серии. Наиболее крупная провинция пегматитов этой формации располагается в пределах Беломорско-Лапландской зоны, где на заключительном этапе ее эволюции проявлен зональный среднепротерозойский метаморфизм и формируется метаморфический пояс с хорошо выраженной дистен-силлиманитовой фациальной серией. Последовательность проявления процессов метаморфизма, *P-T* условия конкретных зон метаморфизма, особенности минерального состава самих жил позволили выделить классы пегматитов.

Класс А. Мусковитовые пегматиты зоны прогрессивного специфического зонального метаморфизма высоких давлений, развивавшегося по регрессивному пути от гранулитовой фашии до фашии альмандиновых амфиболитов (гранулитовый массив) — месторождения горы Ньял-Оайв, Корва-тундра.

Класс Б. Мусковитовые пегматиты областей проявления диафорического зонального метаморфизма дистен-силлиманитовой фациальной серии (дистен-альмандиновая субфашия), развившегося по прогрессивному пути. Сюда относятся месторождения мусковита и керамики юго-западной части Кольского полуострова — Енское пегматитовое поле (Лейвйва, Высокое, Риколатва, Небло-Гора, Кура-Ваара и др.). Пегматитовые жилы Енского пегматитового поля весьма существенно отли-

1381

чаются от пегматитов Чупино-Лоухского района, причем эти различия имеют противоположные тенденции. С одной стороны, гранаты из пегматитовых жил Енского района содержат значительно меньшее количество MnO (и соответственно спессартина) и на диаграмме пироп—альмандин—спессартин образуют обособленное поле, смещенное в сторону линии альмандин—пироп. Этот факт свидетельствует о более высоких значениях физико-химических параметров их формирования, во всяком случае для зон плагиоклазового пегматита, из которых преимущественно анализировались гранаты. С другой стороны, именно в этом пегматитовом поле известно достаточно большое количество пегматитовых жил с проявлением аксессуарной бериллиевой минерализации и с широким проявлением процессов альбитизации, что определенно свидетельствует о более низких температурах и давлениях конца процесса пегматитообразования по сравнению с жилами Чупино-Лоухского района. Это последнее обстоятельство находит объяснение и в характере процессов метаморфизма этой зоны, последние этапы которого по сравнению с Чупино-Лоухским районом отмечены появлением ассоциаций более низких давлений. Для пород, богатых кальцием, характерны ассоциации куммингтонита и плагиоклаза; в метапелитах, богатых калием, образуются ассоциации кордиерита, ставролита, силлиманита в форме фибролита (данные Г. А. Данилевской — устное сообщение). Подчеркнем также более низкое качество мусковита в этих пегматитах — факт, имеющий решающее значение при классификации полей и провинций полезных ископаемых в целях выяснения их металлогенической специализации.

Класс В. Мусковитовые пегматиты областей проявления диафорического зонального метаморфизма дистен-силлиманитовой фациальной серии (дистен-альмандиновая субфация), развивавшегося по прогрессивному пути. К этому классу относятся пегматиты Чупино-Лоухского района, для части из которых характерно наличие уникальных высококачественных кристаллов мусковита. Пегматиты этого района изучены наиболее детально и именно на их примере построена типизация жил, на которой мы остановимся ниже.

Формация редкометальных пегматитов. Типичные пегматиты этой формации известны в настоящее время только в узкой полосе, сложенной нижнепротерозойскими образованиями, составляющими второй структурный ярус Кольско-Норвежской зоны. Здесь проявлен метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии (ставролит-андалузитовая субфация). Ввиду ограниченности распространения пегматитов этой формации на территории восточной части Балтийского щита подразделение их на классы невозможно. Однако следует отметить, что в зоне Сфекофеннид, где был сформирован типичный метаморфический пояс андалузит-силлиманитовой фациальной серии, на территории Финляндии известны месторождения редкометальных пегматитов, которые, вероятно, относятся к другому классу, чем пегматиты Кольского полуострова.

Формация мусковит-редкометальных пегматитов занимает промежуточное положение между рассмотренными выше формациями как по своей металлогенической специализации, так и по геологическим признакам. Прежде всего следует подчеркнуть, что если типичные, крайние проявления пегматитов мусковитовой и редкометальной формаций характерны только для типичных же ярко выраженных поясов дистен-силлиманитовой и андалузит-силлиманитовой фациальных серий (соответственно) и если (что особенно важно) образование в них полезного ископаемого во времени связано именно с циклом метаморфизма, формирующим этот пояс и является здесь одноактным, то пегматиты мусковит-редкометальной формации локализируются всегда в зонах сочленения этих

поясов с соседними тектоническими зонами и образование в них полезного ископаемого, как правило, связано с разными этапами метаморфизма, характерными для этих зон. В настоящее время на территории восточной части Балтийского щита выделяются следующие классы пегматитов мусковит-редкометалльной формации.

Класс А. Мусковит-редкометалльные пегматиты областей проявления неоднократного метаморфизма одной из дистен-силлиманитовых фациальных серий. Эта провинция приурочена к зоне юго-западного сочленения Беломорско-Лапландского метаморфического пояса дистен-силлиманитовой фациальной серии с Карельско-Финляндской зоной карелид и прослеживается практически на всем ее протяжении. Зона характеризуется наложением метаморфизма ставролит-дистеновой субфации на нерасчлененную высокотемпературную часть фации альмандиновых амфиболитов (Глебовицкий и др., 1971). Этот класс формации мусковит-редкометалльных пегматитов является особым, так как уже из определения мусковитовой и редкометалльной формаций следует генетическая связь последней с одной из андалузитовых фациальных серий. Однако факт присутствия в этой провинции редкометалльной минерализации находит объяснение, во-первых, в том, что уже в следующей к юго-западу метаморфической зоне широко развиты ассоциации, типичные для андалузит-силлиманитовых фациальных серий метаморфизма, и, во-вторых, в более низкотемпературных условиях (по сравнению с субфацией, контролирующей положение пегматитов мусковитовой формации) того этапа дистен-силлиманитового типа метаморфизма, с которым здесь связывается образование редкометалльной минерализации — ставролит-дистеновая субфация. В этой пегматитовой провинции расположены месторождения Слюдяной бор, Торлов ручей, Хутор Половина, гора Пертима, Алакуртти и др.

Класс Б. Мусковит-редкометалльные пегматиты областей проявления метаморфизма неопределенного давления, на который наложен метаморфизм дистен-силлиманитовой фациальной серии. Эта пегматитовая провинция приурочена к северо-восточной зоне сочленения беломорид с Кольско-Норвежской зоной карелид. В ее состав входит Стрельнинское пегматитовое поле. Обращает на себя внимание тот факт, что при большом сходстве пегматитов Стрельны и Слюдяного бора как в отношении минерального и химического состава, так и в отношении внутреннего строения жил и последовательности процессов мусковитообразования имеются и определенные различия, касающиеся в первую очередь составов гранатов. В пегматитах Стрельны гранаты, также как и гранаты жил Енского пегматитового поля, содержат большее количество альмандиновой и отчасти пирровой молекулы по сравнению с гранатами из пегматитов класса А.

Класс В. Мусковит-редкометалльные пегматиты областей проявления метаморфизма одной из андалузит-силлиманитовых фациальных серий, наложенного на метаморфизм, осуществляющийся в режиме дистен-силлиманитовой фациальной серии. Эта пегматитовая провинция (Кольско-Рамозерская) расположена в пределах Кольско-Норвежской зоны карелид и наиболее типичные месторождения приурочены к северной окраине Центрально-Кольского блока (Ура-Губа, Западная Лица, Килпявр и др.). Важно подчеркнуть то обстоятельство, что диафторический этап метаморфизма, с которым в пегматитах Кольско-Рамозерского района связано возникновение редкометалльной минерализации, является прогрессивным метаморфизмом андалузит-силлиманитовой серии для нижнепротерозойских образований, который определяет появление собственно редкометалльных пегматитов.

Класс Г. Мусковит-редкометалльные пегматиты областей проявления метаморфизма дистен-силлиманитовой фациальной серии, наложенного на метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии. К этому

классу относится ряд пегматитовых полей, приуроченных к юго-западной зоне контакта свиты кейв с Мурманским блоком, и в том числе Кулюкское месторождение, целый ряд участков с амазонитовыми пегматитами и Коловайское месторождение. Эта провинция пегматитов находится на простирании нижнепротерозойских толщ, прогрессивный метаморфизм которых является также прогрессивным метаморфизмом и свиты кейв. Появление здесь в пегматитах редкометальной минерализации связано с этим этапом метаморфизма. Ее незначительный масштаб в жилах определяется тем, что последующий метаморфизм в режиме одной из дистенсиллиманитовых фациальных серий проявлен настолько широко, что практически полностью уничтожил ассоциации первого этапа метаморфизма во вмещающих породах. Вообще количество пегматитовых жил в этой зоне очень невелико в связи со слабо проявленными здесь процессами ультраметаморфизма.

Пространственная корреляция метаморфической и металлогенической зональности проявляется в усилении промышленной специализации пегматитов по мере усиления характерных особенностей развития типа метаморфизма и фациальной зоны, контролирующей данную формацию, класс пегматитов. Это выражается прежде всего в том, что типичные представители мусковитовой и редкометальной формаций пегматитов известны только в пределах метаморфических поясов с хорошо проявленными дистенсиллиманитовыми и андалузитсиллиманитовыми фациальными сериями.

Мусковитовая провинция Чупино-Лоухского района локализуется в осевой части Беломорско-Лапландского метаморфического пояса. Металлогеническая зональность в пределах этого пояса выражается в приуроченности типов пегматитов, несущих максимальное оруденение (рис. 1, I и II типы) к собственно осевой части структуры Чупино-Лоухского синклинория, сложенной породами чупинской свиты, тогда как в периферических частях синклинория развиты главным образом пегматиты III типа, в промышленном отношении являющиеся комплексными (мусковит-керамическими) и керамическими. Именно в этих жилах известны единичные находки акцессорного берилла — типоморфного минерала пегматитов мусковит-редкометальной формации. В зонах сочленения беломорид и карелид развиты уже самые характерные представители пегматитов этой формации, относящиеся к IV типу (рис. 1).

Приуроченность промышленно-мусковитовых пегматитов к гнейсам чупинской свиты обычно связывается с высокоглиноземистым составом этих пород и является одним из важнейших поисковых критериев на мусковитовые пегматиты. Ранее нами обращалось внимание на то, что валовый состав пегматитов Чупино-Лоухского района (I—III типы) не отражает состав толщи, в пределах которой они локализируются, и не является продуктом непосредственной кристаллизации селективного расплава, рождающегося в пределах этой толщи (Минеев, Салье, 1971). Последние данные, касающиеся среднего химического состава отдельных свит беломорского комплекса (Воинов и др., 1973), свидетельствуют о том, что породы чупинской свиты не отличаются от пород лоухской и хетоламбинской свит по содержанию Al_2O_3 , но резко обогащены по сравнению с ними Fe, Mg и K и обеднены Ca и Na. Таким образом, тезис о связи промышленного мусковитообразования с влиянием литологических особенностей пород — с их «высокоглиноземистостью» требует определенной корректировки.

Образование парагенезисов, включающих высокоглиноземистые минералы (кианит, гранат), что и вызывало отнесение пород чупинской свиты к «высокоглиноземистым», возможно в достаточно широком диапазоне колебаний содержаний Al_2O_3 , FeO и MgO, что следует из рассмотрения *AFM* диаграммы состав—парагенезис для прогрессивного этапа метамор-

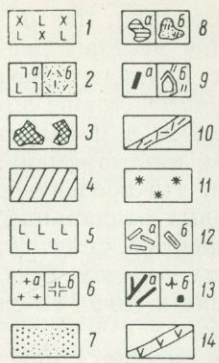
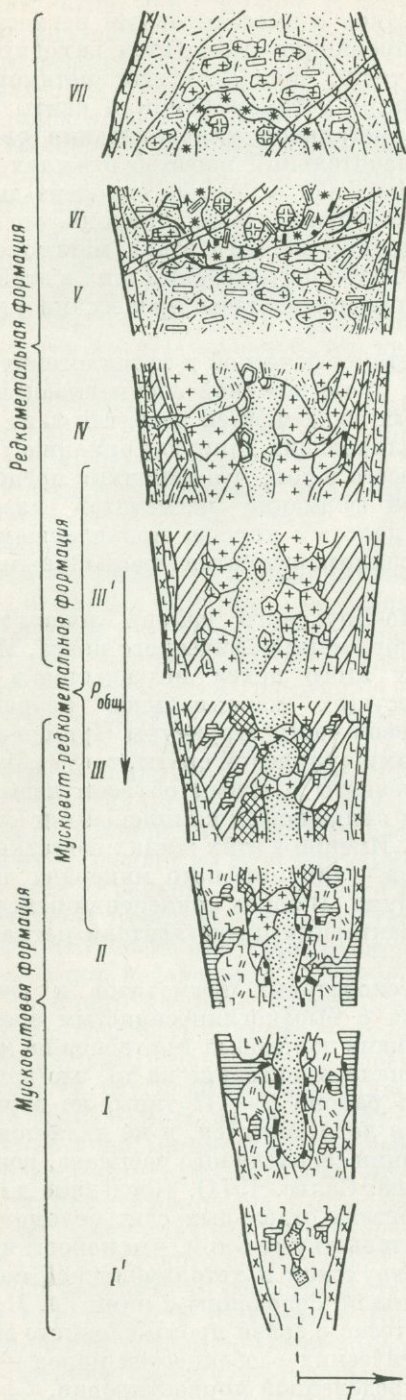


Рис. 1. Эволюционный ряд развития пегматитов докембрия восточной части Балтийского щита.

Типы пегматитов: *I'* — существенно олигоклазовый, *I* — мусковит-олигоклазовый, *II* — мусковит-микроклин-олигоклазовый, *III* — олигоклаз-микроклиновый (мусковитовая формация), *III'* — альбит-олигоклаз-микроклиновый (полевошпатовый по: В. В. Гордиенко, 1970а, или микроклиновый по: Н. А. Солодов, 1971), *IV* — микроклин-альбитовый (первый подтип этого типа по: Н. А. Солодов, 1971, или мусковит-полевошпатовый по: В. В. Гордиенко, 1970а), *V* — сподумен-альбитовый, *VI* — лепидолит-сподумен-альбитовый (второй подтип микроклин-альбитового типа по: Н. А. Солодов, 1971), *VII* — альбитовый (редкометалльная формация); породы и минералы пегматитов: 1 — мелкозернистый плагиоклазовый аплит; 2 — среднезернистый олигоклазовый (а), альбитовый (б) пегматит, 3 — микроклиновый пегматит графической структуры, 4 — плагиоклаз (олигоклаз-альбит)-микроклиновый пегматит, 5 — блоковый плагиоклаз, 6 — блоковый микроклин ранней (а) и поздней (б) генераций, 7 — кварц, 8 — кварц-мусковитовый метасоматит с рубиновым (а) и яблочно-зеленым (б) мусковитом, 9 — мусковит рубиновый (а) и яблочно-зеленый (б), 10 — мелкопластинчатый альбит, 11 — клевеландит, 12 — сподумен ранней (а) и поздней (б) генераций, 13 — лепидолит и поллукит: секущие жилки (а) и кристаллы поздней генерации (б), 14 — мелкозернистые альбиты (вторичные аплиты).

физма пород тикшозерской серии (Московченко, 1971а). В частности, оно возможно и в породах, содержащих большое количество Mg и Fe. В то же время хорошо известно, что при рассмотрении парагенетических ассоциаций минералов в породах разного состава они обычно подразделяются на породы бедные кальцием, для которых характерно появление парагенезисов биотит, гранат, плагиоклаз, кварц, кианит и др. (в зависимости от железистости, щелочности, магнизальности) и богатые кальцием, минеральные парагенезисы которых включают роговую обманку, плагиоклаз, клинопироксен, кварц (при недостатке щелочей) и эпидот, биотит, плагиоклаз, кварц (при повышенном содержании щелочей). Таким образом, различия в парагенезисах минералов пород чупинской и хетолаббинской свит определяются прежде всего различным содержанием Са и, вероятно, разной активностью щелочей. Для выяснения вопроса о степени и характере проявления в этих свитах метаморфической зональности, являющейся отличительной чертой среднепротерозойского этапа метаморфизма, необходимы дальнейшие исследования. По данным В. А. Глебовицкого и др. (1971), зоны максимального метаморфизма совпадали с осевой частью структуры, где породы древнего беломорского комплекса, испытанного в предшествовавшие эпохи по крайней мере два этапа метаморфизма (гранулитовый и амфиболитовый), были выведены на один структурный уровень с протерозойскими толщами периферических частей Беломорско-Лапландского пояса. Степень метаморфизма чупинской свиты соответствует уровню кианит-альмандиновой субфации (Глебовицкий и др., 1971) или, по новой петрогенетической сетке (Глебовицкий, 1973), гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов.

Следовательно, состав толщи как таковой вряд ли оказывал влияние на мусковитовость пегматитов. Определяющим является характер метаморфических процессов, и в этом аспекте прежде всего развитие процесса метаморфизма определенной ступени (в данном случае — гранат-кианит-биотит-мусковитовая субфация фации альмандиновых амфиболитов) до регрессивной стадии. Именно широкое развитие метасоматических процессов этой стадии и является тем решающим фактом, с которым связана приуроченность мусковитовых пегматитов к породам чупинской свиты. Процессы кислотного выщелачивания, характерные для регрессивной стадии среднепротерозойского этапа метаморфизма, в настоящее время детально изучены в пределах тикшозерской свиты Н. И. Московченко (1971а). Обращает на себя внимание тот факт, что при выщелачивании пород основного состава (т. е. богатых Mg и Fe) возникают парагенезисы: кианит + кварц (инертны SiO_2 , Al_2O_3), кианит + ставролит + гранат + чермакитовая роговая обманка + плагиоклаз + кварц (инертны SiO_2 , Al_2O_3 , MgO). В пределах чупинской свиты процессы регрессивной стадии фиксируются в образовании зон перекристаллизованных, крупнозернистых кианит-гранат-биотитовых гнейсов, зон с повышенным содержанием мусковита, турмалина, апатита (Зарубин, 1973, наст. сб., стр. 153—159), которыми контролируется положение мусковитовых пегматитов. Этот факт является одним из косвенных доказательств связи мусковитообразования в пегматитах Чурино-Лоухского района с регрессивной стадией процесса позднекарельского диафторического зонального метаморфизма. Кроме того, опираясь на исследования Н. И. Московченко (1971а), можно предполагать¹, что «высокоглиноземистость» пород чупинской свиты, т. е. появление в породах кианита и граната, в значительной мере может быть связана с возникновением этих минералов именно на регрессивной стадии процесса метамор-

¹ К сожалению, до настоящего времени специальных исследований процессов регрессивной стадии среднепротерозойского метаморфизма в пределах чупинской свиты выполнено не было.

физма и, следовательно, определяется физико-химическими условиями протекания этого процесса. Непосредственным доказательством связи мусковитовых пегматитов со стадией регрессивного метаморфизма, является наличие «жилльных зон» изменения гнейсов² (Воинов и др., 1973). Регрессивный характер процессов минералообразования в этих зонах не вызывает сомнения, а их парагенетическая связь с пегматитообразованием доказана специальными геохимическими исследованиями.

Важно подчеркнуть, что процессы регрессивной стадии метаморфизма имеют свою специализацию в поясах разных типов метаморфизма. Специализация этой стадии для одной из фациальных серий дистен-силлиманитового типа метаморфизма, как уже отмечалось, в настоящее время изучена только для пород тикшозерской серии (Московченко, 1971а, 1971б). Выяснение характерных особенностей метасоматических процессов регрессивной стадии метаморфизма в пределах свит, контролирующих размещение промышленных мусковитовых пегматитов (енской, чупинской), безусловно является первоочередной задачей их исследования, так как «очевидно, что решающим для появления того или другого типа пегматитов является лишь характер пространственной дифференциации постмагматического процесса на отдельные его стадии, причем каждая фация глубинности имеет особый характер такой дифференциации» (Коржинский, 1937б, стр. 477).

Конформность метаморфической и металлогенической зональности, иллюстрированная на примере Беломорско-Лапландского метаморфического пояса, не менее очевидно проявлена и в Свекофенно-Карельской зоне, где в среднем протерозое был сформирован метаморфический пояс андалузит-силлиманитового типа метаморфизма. Собственно редкометалльные пегматиты с литиевой и цезиевой минерализацией развиты только на территории Финляндии, в ядре этой структурно-фациальной зоны, где они располагаются по периферии Центрально-Финляндского гранитного массива. Эти пегматиты относятся к V и VI типам (рис. 1) и являются ярко выраженными представителями формации редкометалльных пегматитов. В крайних частях Свекофенно-Карельского метаморфического пояса, в районе Приладожья широко распространены пегматиты редкометалльной формации (Линновара, Лупшико и др.), относящиеся к IV типу.

В пределах Кольско-Норвежской зоны карелид весьма интересно соотношение процессов образования редкометалльной и мусковитовой минерализации в пегматитах мусковит-редкометалльной формации, соотношение этих пегматитов с пегматитами редкометалльной формации и с последовательностью процессов метаморфизма в этой структурно-фациальной зоне. Возникновение обратной временной последовательности развития мусковитовой и редкометалльной минерализации в пегматитах Кольско-Рамозерской (класс В) и Кейвской (класс Г) провинций находится в полном соответствии с последовательностью процессов регионального метаморфизма. В Центрально-Кольском блоке в архейское время формируются мусковитовые пегматиты, образование которых контролируется процессами регионального метаморфизма, протекавшими в режиме одной из дистен-силлиманитовых фациальных серий метаморфизма. С раннепротерозойским этапом регионального метаморфизма связано возникновение провинции редкометалльных пегматитов Кольского полуострова. Этим этапом метаморфизма контролируется с одной стороны, наложение редкометалльной минерализации на пегматиты Кольско-Рамозерского района, с другой — возникновение пегматитов с аналогичной минерализацией в Кейвской про-

² Под «жилльными зонами» подразумеваются гнейсы на удалении не более 1000 м от пегматитового тела. Из рассмотрения исключаются породы непосредственных околожилльных ореолов: от непосредственного контакта до 50 м.

винции. Выше было отмечено, что минеральные ассоциации этого этапа метаморфизма были практически полностью уничтожены в процессе диафторических преобразований пород кейвской серии в среднепротерозойское время, условия которых соответствуют режиму ставролит-кианитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов дистен-силлиманитовой фациальной серии. С этим этапом метаморфизма связано возникновение в пегматитах мусковитовой минерализации.

В заключении рассмотрения связи метаморфической и металлогенической зональности отметим, что Центрально-Карельская зона карелид представляет провинцию мусковит-редкометалльных пегматитов. Сведения по пегматитам этой зоны крайне ограничены. Находки аксессуарного берилла в этих пегматитах (Сафронова, 1971) и наши исследования текстурных и структурных особенностей жил района Гимальского озера, Суккозера, Куда-Ваары, свидетельствуют об их принадлежности к IV типу мусковит-редкометалльной формации. Пегматиты района высоты Куда-Ваара весьма сходны по особенностям минерального состава и строения с пегматитами Ура-Губы. Данные по раннепротерозойскому метаморфизму Центрально-Карельской зоны свидетельствуют о наличии здесь высокотемпературных ассоциаций, типичных для андалузит-силлиманитовой фациальной серии и среднетемпературных ассоциаций дистен-силлиманитового типа метаморфизма. В среднепротерозойском этапе развит зональный метаморфизм переходного геотермического режима. Данные о возрастном положении пегматитов и мусковитовой и редкометалльной минерализации в них в настоящее время нет, однако геотермические условия ранне- и среднепротерозойского метаморфизма этой зоны не противоречат возможности возникновения здесь пегматитов мусковит-редкометалльной формации.

Проведенное металлогеническое районирование пегматитов восточной части Балтийского щита позволяет наметить определенные металлогенические эпохи их образования. Предварительные данные по этому вопросу рассматривались ранее (Соколов и др., 1972; Кратц и др., 1973б).

Архейский период развития характеризуется формированием мусковитовой минерализации в пегматитах Центрально-Кольского блока в связи с проявлением зонального, достаточно однородного метаморфизма фации альмандиновых амфиболитов. Последующие неоднократные диафторические преобразования пород кольской серии, наложение процессов редкометалльной минерализации на сформированные мусковитовые пегматиты, их расщепление привели к разубоживанию мусковитовой минерализации, в связи с чем оценка промышленной значимости их на мусковит является отрицательной. Эти факты не позволяют оценить и первоначальную мусковитоносность этих пегматитов. Однако данные по наименее измененным последующими процессами пегматитам Рамозеро свидетельствуют о низких и средних содержаниях в них мусковита. Следует подчеркнуть, что архейский период развития этой подвижной области характеризовался ровным температурным полем, отсутствием значительных градиентов температуры и плохо проявленной регрессивной стадией процесса (Глебовицкий, 1973).

Раннепротерозойский период развития ознаменовался образованием редкометалльных пегматитов Кольского полуострова и мусковит-редкометалльных пегматитов Центрально-Кольского блока и, вероятно, Западной Карелии. В этот период происходят существенные изменения тектонического режима подвижных областей, приводящие к появлению заметных градиентов температуры в определенных участках земной коры (Глебовицкий, 1973). В обрамлении гранитоидных массивов, образовавшихся при реоморфизме докарельского фундамента и вблизи нижнепротерозойских толщ, испытавших прогрессивный метаморфизм, создаются условия, благоприятные для широкого проявления метасоматических процессов регрес-

сивного этапа метаморфизма. Мобилизация и переотложения рудных элементов, связанные с данным процессом, хорошо изучены на примере прометаморфических серно-колчеданных рудопоявлений (Турченко, 1971). Этот процесс находит свое отражение и в возникновении редкометальной минерализации, в частности, в жилах более раннего этапа образования, развитых в пределах архейских комплексов пород и в возникновении специфических зон повышенных содержаний редких элементов в пределах нижнепротерозойских образований (В. В. Гордиенко — устное сообщение).

Средний протерозой является одной из главных эпох пегматообразования восточной части Балтийского щита. В этот период происходит возникновение мусковитовых пегматитов в пределах Беломорско-Лапландского метаморфического пояса, редкометальных пегматитов Свекофенно-Карельской зоны и мусковит-редкометальных пегматитов в зонах сочленения беломорид и карелид (юго-западной и северо-восточной), в пределах кейвской свиты, в краевых зонах свекофеннид. Дифференциация тектонического и геотермического режима подвижных областей в этот период усиливается, что приводит к созданию примерно синхронных и резко отличающихся друг от друга метаморфических поясов. Данный факт определяет резкую дифференциацию металлогенической специализации этих поясов, а широко проявленные процессы регрессивной стадии метаморфизма к созданию промышленных концентраций полезного ископаемого.

При анализе металлогенической специализации пегматитов на уровне формаций и классов неоднократно отмечалась и определенная приуроченность типов пегматитов, которая, как было показано, в значительной мере контролируется характером процессов регрессивной стадии метаморфического минералообразования. Литологический фактор контроля, который до настоящего времени рассматривался как решающий в локализации разных типов пегматитов (особенно для Чупино-Лоухского района), играет, по-видимому, косвенную роль, выступая в качестве буфера для создания благоприятных условий рН среды при протекании метасоматических процессов регрессивной стадии, т. е. при мусковитообразовании.

Детальные исследования внутреннего строения, минерального состава, петрохимии и геохимии пегматитов разных формаций (Солодов, 1962, 1971; Салье, 1963; Гродницкий, 1969; Гордиенко, 1970а) приводят к выводу о наличии единого генетического ряда развития пегматитов мусковитовой, мусковит-редкометальной и редкометальной формаций (Салье, 1973б). Применение текстурно-парагенетического анализа (Власов, 1961) позволяет представить эту эволюцию в следующем виде (рис. 1): существенно олигоклазовый (I') → мусковит-олигоклазовый (I) → мусковит-микроклин-олигоклазовый (II) → олигоклаз-микроклиновый (III) → альбит-олигоклаз-микроклиновый (III') → микроклин-альбитовый (IV) → сподумен-альбитовый (V) → лепидолит-сподумен-альбитовый (VI) → альбитовый (VII) типы жил. Мусковитовая формация представлена I'—III, редкометальная — III'—VII типами жил. Отчетливое переходное звено составляют олигоклаз-микроклиновый и альбит-олигоклаз-микроклиновый типы жил, характеризующие мусковит-редкометальную формацию. Однако сам принцип образования пегматитов этой формации безусловно расширяет возможные ее границы, что и определяет появление в ней ближайших к переходному звену типов пегматитов: мусковит-микроклин-олигоклазового (II) и микроклин-альбитового (IV).

Эволюция пегматитового тела от одного звена развития к другому выражается в последовательном и закономерном изменении их внутреннего строения, особенностей структур и состава отдельных разновидностей пегматита, среднего химического и минерального состава жил и состава слагающих их минералов.

Эволюция структурно-минералогической дифференциации пегматитов (рис. 1) определяется следующим.

1. В каждом последующем звене развития происходит образование новой структурно-парагенетической единицы, которая является типоморфной для данного типа жил. Характерно, что обычно зарождение такой единицы происходит еще в предыдущем типе жил, что обуславливает постепенные переходы между ними. Последовательность появления этих структурно-парагенетических единиц такова: 1) мелкозернистый олигоклазовый пегматит гранитной, аплитовой, ортогекситовой, кристификационной структур и среднезернистый олигоклазовый пегматит мелкопегматоидной и неяснографической структур (краевая и боковая зоны, I' тип пегматита); 2) пегматоидный плагиоклаз+кварцевое «ядро» (центральная зона, I тип пегматита); 3) пегматоидный блоковый микроклиноптертит (центральная зона, II тип пегматита); 4) олигоклаз-микроклиновый, альбит-олигоклаз-микроклиновый пегматит крупнозернистой гранитной, мелкопегматоидной, неяснографической структур и участками микроклиновый пегматит графической структуры (промежуточная зона, III, III' типы пегматита); 5) блоковый, крупно-, гигантозернистый микроклин с участками клеветандитового пегматита (промежуточная, центральная зоны, IV тип пегматита); 6) альбит-сподуменовый пегматит с сахаровидным и пластинчатым альбитом, «сотовым» кварцем, реликтами микроклина (промежуточная зона, V, VI типы пегматита); 7) альбитовый пегматит (промежуточная зона, VII тип). Сопоставление внутреннего строения пегматитов показывает, что во всех типах жил всегда присутствуют краевая и боковая зоны плагиоклазового (олигоклаз-альбит) пегматита мелко- и среднезернистой структур и кварцевое «ядро», которое в крайних звеньях ряда (I и VII типы) выражено плохо. Устанавливается, что появление новых структурно-парагенетических единиц пегматита в I', I, II типах жил происходит в направлении от контакта к центру жил. Дальнейшее развитие типоморфных единиц пегматита ограничено центральными и промежуточными зонами, происходит внутри уже сформированного объема жильного тела и связано с изменением в них зернистости породы и соотношения полевых шпатов, сподумена и кварца (III—VII типы). Это последнее обстоятельство свидетельствует о широком развитии в пегматитах авто- и аллометасоматических процессов, накладывающихся на зоны первичной магматической кристаллизации. Очевидно максимальное проявление процессов метасоматоза в пегматитах редкометальной формации.

2. Направленное изменение процессов авто- и аллометасоматоза фиксируется в образовании структурно-парагенетических единиц пегматита метасоматического генезиса. Ассоциация кварц-мусковитового метасоматита характерна для мусковит-олигоклазового и мусковит-микроклин-олигоклазового пегматитов (I, II типы). В олигоклаз-микроклиновых и альбит-олигоклаз-микроклиновых пегматитах (III, III' типы) широко проявлен процесс метасоматического образования микроклина, результатом которого является образование промежуточных зон смешанного состава. Усиление процесса калиевого метасоматоза приводит к возникновению зоны блокового микроклина с реликтовыми участками плагиоклазового пегматита в микроклин-альбитовых пегматитах. Данные о взаимоотношениях полевых шпатов в этих зонах и об их химическом составе подтверждают метасоматическую природу микроклина (Салье, 1962; Гордиенко, 1970а). Развитие натрового метасоматоза и стадии литиевой минерализации приводит к возникновению альбит-сподуменового и альбитового пегматита (V—VII типы).

3. Изменение характера структур пегматита также связано с различной ролью процессов магматической кристаллизации, метасоматического минералообразования, перекристаллизации и рекристаллизации (Гор-

диенко, 1970а). В пегматитах мусковитовой формации преобладают структуры пегматита, возникающие в процессе кристаллизации селективного расплава (олигоклазовый пегматит мелко- и среднезернистых структур) и стадии метасоматического образования мусковита и кварцевого замещения в контакте с кварцевой «осью». Установлена довольно четкая зависимость в распределении различных типов структур кварц-мусковитового метасоматита и апографических структур кварц-полевошпатовых сростаний (Салье, 1962). Для олигоклаз-микроклиновых, альбит-олигоклаз-микроклиновых и микроклин-альбитовых пегматитов очень характерно наличие графических и блоковых структур, возникающих в результате процессов перекристаллизации и калиевого метасоматоза. Широкое развитие процессов метасоматоза и перекристаллизации в пегматитах сподумен-альбитового, лепидолит-сподумен-альбитового типов приводит к возникновению здесь комплекса структурных разновидностей, существенно отличающихся от структур пегматитов мусковитовой формации. В этих пегматитах практически полностью отсутствуют все графические разновидности структур. Для апографических структур типично появление «перистых», сильно ветвящихся выделений полевых шпатов и наличие «сотового» и «ячеистого» кварца. Мозаичность строения является чертой, определяющей структурные особенности практически всех разновидностей пегматитов редкометальной формации. Особо следует отметить процессы рекристаллизации, специально описанные для этих пегматитов В. В. Гордиенко (1962). Сущность процесса рекристаллизации состоит в образовании мелкозернистого агрегата по крупным выделениям того же минерального вида. Этот процесс проявлен на одной из самых последних стадий формирования пегматитового тела и выражен в образовании сахаровидного альбита по клевеландиту, мелкозернистого сподумена по блоковому.

Главной особенностью изменения химизма единого эволюционного ряда развития пегматитов является изменение характера соотношения породообразующих щелочей. Данные по частным пробам пегматита из жил разного типа (рис. 2, а) свидетельствуют о большом диапазоне колебаний содержания Na_2O и K_2O в пегматитах всех типов. Однако по величине отношения Na_2O к K_2O четко выделяются поля составов мусковит-олигоклазовых, олигоклаз-микроклиновых, альбит-олигоклаз-микроклиновых, микроклин-альбитовых пегматитов. Наблюдается полное перекрытие полей составов мусковит-микроклин-олигоклазовых жил с мусковит-олигоклазовыми и олигоклаз-микроклиновыми и частичное перекрытие (в области равных содержаний Na_2O и K_2O) составов олигоклаз-микроклиновых, альбит-олигоклаз-микроклиновых и микроклин-альбитовых пегматитов. Пегматиты мусковитовой формации характеризуются увеличением содержания K_2O при очень незначительном увеличении количества Na_2O (рис. 2, б). Для ветви редкометальных пегматитов устанавливается одновременное изменение содержаний K_2O и Na_2O с обратной корреляционной зависимостью между ними. Положение точки состава по жиле № 3 Будаиха (Чупинское пегматитовое поле) в области составов типичных микроклин-альбитовых пегматитов (IV тип) подтверждают полевые наблюдения, судя по которым она относится к формации мусковит-редкометальных пегматитов. Особо следует отметить совпадение значений отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в существенно олигоклазовых (I' тип) и альбитовых (VII тип) пегматитах. Очень важно то обстоятельство, что точки составов олигоклаз-микроклиновых и альбит-олигоклаз-микроклиновых пегматитов, т. е. тех типов, которые занимают промежуточное положение и характеризуют мусковит-редкометальную формацию, располагаются на графике на пересечении прямых, описывающих зависимость для пегматитов мусковитовой и редкометальной формаций. Эволюция состава редких щелочей в этой

генетической цепи характеризуется относительным уменьшением содержания LiO_2 в ряду мусковитовых пегматитов, что установлено и для альбит-олигоклаз-микроклинового типа редкометальных пегматитов. Именно

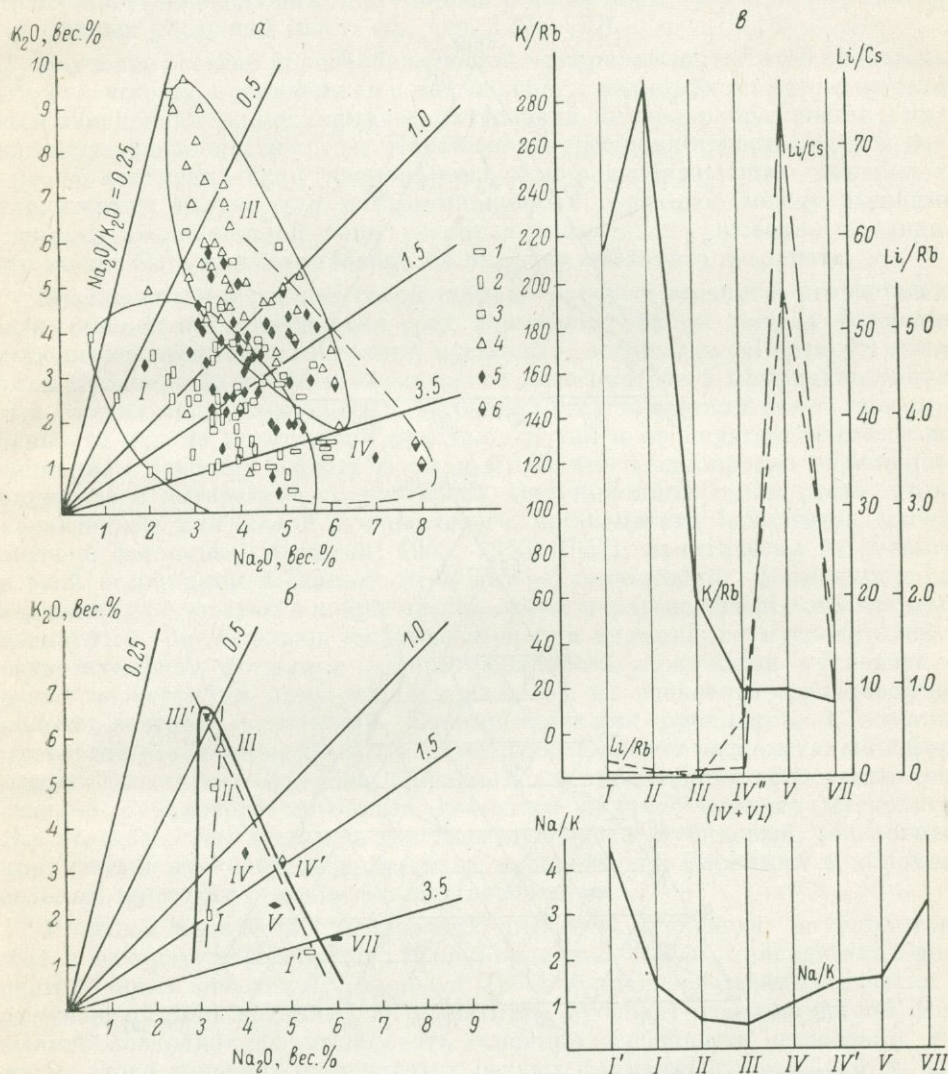


Рис. 2. Изменение состава щелочей и их отношений в главных типах пегматитов мусковитовой, мусковит-редкометальной и редкометальной формаций.

а — частные пробы по пегматитам мусковитовой и мусковит-редкометальной формаций (данные автора): 1 — существенно олигоклазовые, 2 — мусковит-олигоклазовые, 3 — мусковит-микроклин-олигоклазовые, 4 — олигоклаз-микроклиновые, 5 — микроклин-альбитовые, 6 — существенно альбитизированные микроклин-альбитовые пегматиты; б, в — средние содержания щелочей и их отношения. Римскими цифрами обозначены типы жил: IV' — существенно альбитизированный микроклин-альбитовый, IV'' — микроклин-альбитовый и лепидолит-сподумен-альбитовый. Остальные обозначения те же, что на рис. 1. Для I'—III, IV, IV' типов — данные автора, для III', IV'', V, VII — Н. А. Солодова (1962, 1971) и В. В. Гордиенко (1970а).

для этого типа характерно изменение направленности процесса, который далее идет с увеличением количества LiO_2 при некотором уменьшении его в безрудном альбитовом типе (рис. 2, в, 3, а). Накопление Na и Li в редкометальных пегматитах метаморфических поясов низких давлений (ан-

далузит-силлиманитовые фациальные серии) является, по-видимому, следствием изменения общих термодинамических условий, что определяет и специфику состава гранитоидов этих поясов (Митрофанов, Кравцова, 1974). Последние экспериментальные данные (Luth, 1969), учитывающие

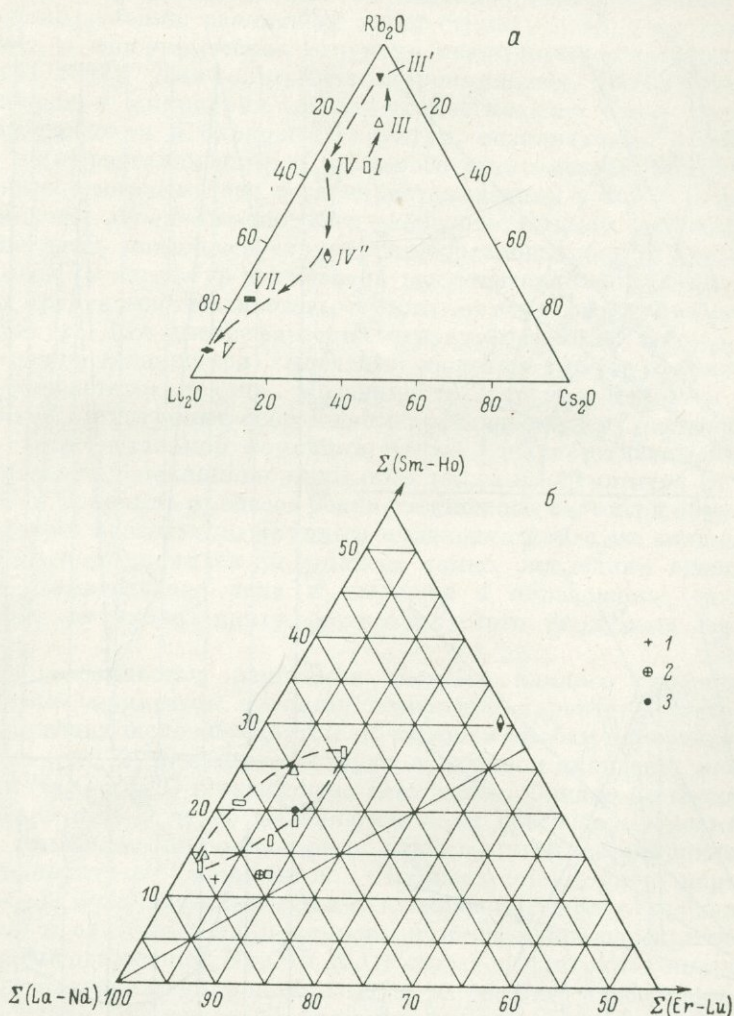


Рис. 3. Изменение состава редких щелочей и лантаноидов в главных типах пегматитов мусковитовой и редкометалльной формаций.

a — средние составы редких щелочей в разных типах пегматитов (данные автора; Солодова, 1962, 1971; Гордиенко, 1970а). *Римскими цифрами* обозначены типы жил (рис. 1,2); *b* — средние составы лантаноидов в отдельных пегматитовых жилах Северной Карелии (по: Д. А. Минеев и М. Е. Салье, 1971): 1 — кларк земной коры (Хэскин и др., 1968), 2 — среднее для гранитоидов СССР (Ляхович, 1967), 3 — среднее для пегматитов Северной Карелии. Остальные обозначения те же, что на рис. 2а.

влияние не только давления летучих, но и общего давления на характер смещения точек минимума в системах $KAlSi_3O_8-SiO_2$ и $NaAlSi_3O_8-SiO_2$, подтверждают этот вывод: с уменьшением общего давления происходит смещение точек минимумов в область альбита, т. е. возникает накопление в системе Na_2O .

В заключении отметим, что если для мусковит-олигоклазовых и олигоклаз-микроклиновых типов пегматитов диапазон колебаний среднего

состава редкоземельных элементов совпадает, то в жиле № 3 Будаиха, относящейся к IV типу жил мусковит-редкометальной формации, отмечается весьма существенное накопление тяжелых (иттриевых) редкоземельных элементов (рис. 3, б). Этот вывод хорошо согласуется с общей направленностью эволюции лантаноидов в апатитах и гранатах из пегматитов разных формаций (наст. сб., стр. 120—125).

Изучение состава породообразующих минералов пегматитов свидетельствует о широко проявленных в них явлениях изоморфизма, что определяется изменением термодинамических условий минералообразования и кислотности—щелочности среды. Наиболее интересными представляются данные об изменении схем изоморфизма в породообразующих минералах, характерные только для межформационных переходов между звеньями (типами) эволюционной цепи развития пегматитов. Особенно наглядно это может быть иллюстрировано на примере мусковита и граната.

Мусковит представляет собой широко распространенный второстепенный минерал пегматитов всех трех формаций. Внутри каждой формации выделяется несколько генераций мусковита, основными из которых являются мусковит из кварц-мусковитового метасоматита и крупнопластинчатый, «пегматоидный» мусковит. Мусковит этих генераций имеет свои особенности как по морфологии кристаллов, так и по парагенетическим ассоциациям в жилах разных формаций, на что неоднократно обращалось внимание в литературе. В частности, индукционные грани роста, столь характерные для кварц-мусковитового метасоматита пегматитов мусковитовой формации (Никитин, 1952, 1955, 1957), практически не развиты в этой ассоциации в жилах мусковит-редкометальной формации и совершенно отсутствуют в кварц-мусковитовом парагенезисе редкометальных пегматитов. Значительно увеличивается при переходе от мусковитовой и редкометальной формации деформированность кристаллов мусковита и резко меняется их окраска: от рубиновой и зеленовато-коричневой до яблочно-зеленой, золотистой. Взаимоотношения рубинового и желтого мусковита особенно наглядны в пегматитах мусковит-редкометальной формации (Выгостров, Стрельна, Пертима), где наблюдается обрастание кристаллов рубинового мусковита каемками яблочно-зеленого мусковита. Все это позволяет выделить два типа мусковита: рубиновый, зеленовато-коричневый мусковит из пегматитов мусковитовой формации и яблочно-зеленый мусковит редкометальных пегматитов.

Большое количество химических анализов мусковита, опубликованных в литературе (Лабунцов, 1939; Гордиенко, 1970а), приводимых в диссертационных работах (Сафронова, 1967) и производственных отчетах и полученный нами материал по пегматитам мусковит-редкометальной формации,³ позволяет сформулировать основные особенности изменения химизма этого минерала в пегматитах разных формаций.

Результаты химических анализов мусковита пересчитывались на его кристаллохимическую формулу по методу Р. Эванса (1948), уточненному М. Д. Фостер (Foster, 1960). Подробное обоснование применения именно этого метода для расчета кристаллохимических формул слюд дано в соответствующих работах (Салье, 1974). При дальнейшей обработке материала полученные данные по реальному соотношению катионов в минерале сопоставлялись с теоретическими прямыми связи для возможных схем изоморфизма (Салье, 1974). Обзор исследований по вопросам изоморфных замещений в слюдах (Фостер, 1965; Дир и др., 1966; Ушакова, 1971) показывает, что основными схемами являются следующие: 1) $3R^{2+} \rightleftharpoons 2R^{3+}$ — изоморфизм с изменением числа катионов, при котором октаэдрический слой

³ Эта работа выполнена совместно с М. А. Лисициной.

сохраняет свою нейтральность; 2) $R^{2+} + Si \rightleftharpoons Al_{VI} + Al_{IV}$ — компенсационный изоморфизм («фенгитовый»), благодаря которому создается некоторый отрицательный заряд октаэдрического слоя, компенсируемый равным увеличением положительного заряда тетраэдрического слоя.

Из рассмотрения рис. 4 следует:

1. Достаточно отчетливо выделяются поля мусковитов из пегматитов мусковитовой и редкометальной формаций, тогда как составы мусковитов из жил мусковит-редкометальной формации занимают промежуточное положение. Для мусковитов из редкометальных пегматитов характерны наиболее высокие содержания алюминия в октаэдрической позиции и соответственно максимальный избыток суммы катионов в этой позиции.

2. Расположение точек состава мусковитов из пегматитов редкометальной формации вокруг и даже на теоретической прямой связи, описывающей зависимость изменения $Al_{VI} - Al_{IV}$ при «фенгитовом» типе изоморфизма (рис. 4, а), свидетельствует о том, что этот изоморфизм здесь преобладает. Обращает на себя внимание тот факт, что точки составов мусковитов первой генерации из редкометальных пегматитов наиболее сильно отклоняются от теоретической прямой связи, располагаясь в поле составов мусковитов из пегматитов мусковитовой формации. Важно подчеркнуть, что линии регрессии все больше отклоняются от теоретической прямой связи компенсационного изоморфизма, приближаясь к теоретической прямой связи изоморфизма с изменением числа катионов, при переходе от редкометальной к мусковитовой формации.

3. По распределению ΣVI (сумма катионов в октаэдрической позиции) и R_{VI}^{2+} в мусковитах относительно теоретических прямых связи возможных схем изоморфизма (рис. 4, б) устанавливается, что максимально приближены к теоретической прямой изоморфизма типа $3R^{2+} \rightleftharpoons 2R^{3+}$ мусковиты из пегматитов мусковитовой формации; отклоняются от этой прямой в сторону увеличения «фенгитового» изоморфизма составы слюд из мусковит-редкометальной формации. В то же время положение прямой, описывающей эту зависимость для мусковитов редкометальной формации, свидетельствует о том, что изменение ΣVI практически не сопровождается изменением R^{2+} . Этот факт может найти объяснение в наличии изоморфизма типа $Si \rightleftharpoons R^+Al$, который, вероятно, наряду с «фенгитовым» типом, является одним из ведущих в мусковитах редкометальной формации. Подчеркнем, что аналогичная направленность изменений характера изоморфизма, т. е. увеличение степени проявления компенсационного изоморфизма в мусковитах из пегматитов редкометальной формации, установлена и для разных генераций мусковита в пределах одной формации. «Фенгитовая» схема изоморфизма максимально проявлена в поздних генерациях мусковита (серицит) в пегматитах мусковитовой формации.

Исследование зависимостей параметров элементарной ячейки мусковита от химического состава минерала устанавливают наличие тесной корреляционной связи между содержаниями Al_{VI} , R_{VI}^{2+} и параметром c_0 (рис. 5). Эти зависимости свидетельствуют, с одной стороны, об определенных различиях между мусковитами разных формаций (угол наклона прямых), а с другой стороны — о единой направленности изменения этих свойств мусковитов.

Наличие единого эволюционного ряда развития пегматитов подтверждается также исследованиями химического состава гранатов из пегматитов разных формаций (рис. 6—8). Огромный аналитический материал позволяет проследить эту эволюцию на уровнях тип, класс, формация пегматитов (рис. 6), установить наличие генераций граната (двувершинный характер кривых распределения — рис. 7) и определенную преобладанность в составе гранатов разных генераций и типов в пегматитах разных

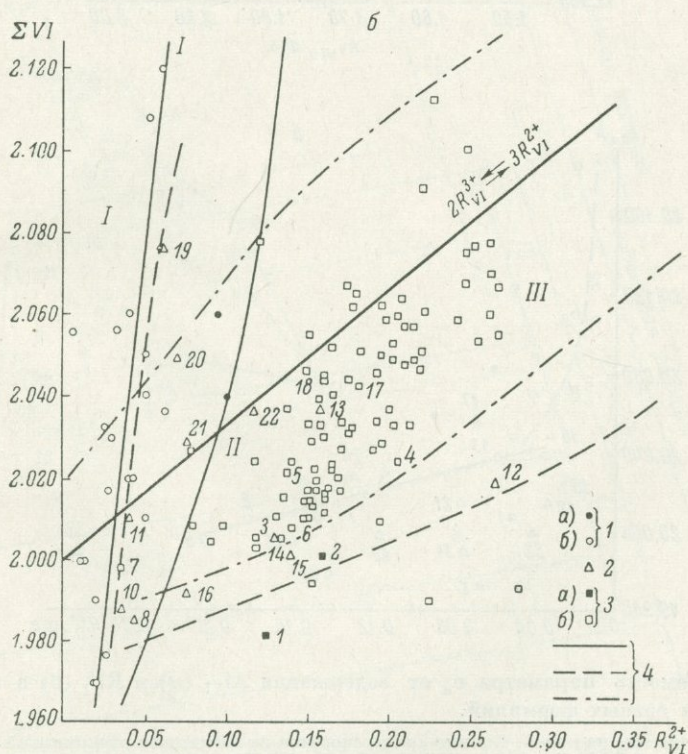
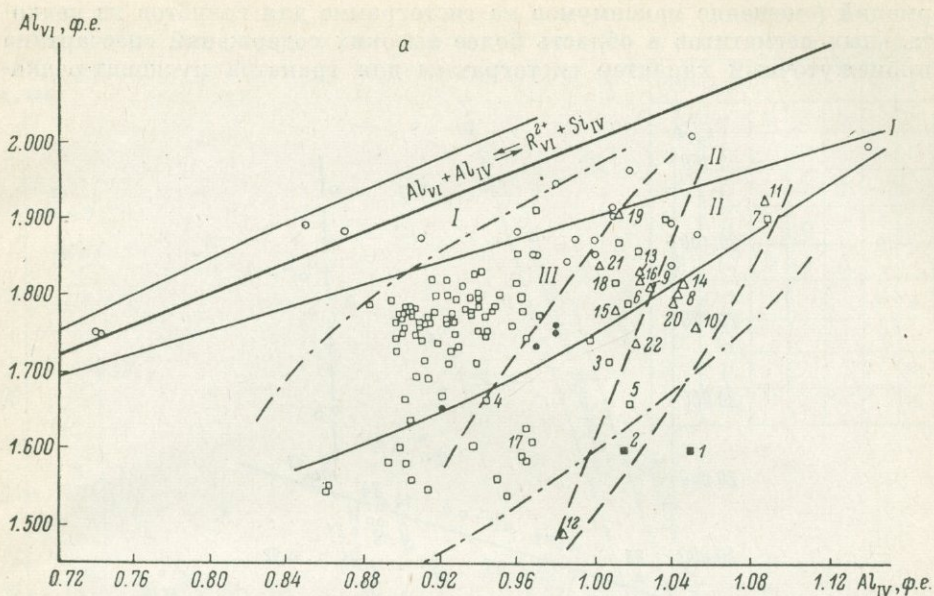


Рис. 4. Зависимость изменений содержаний $Al_{IV} - Al_{VI}$ (а) и $R_{VI}^{2+} - \Sigma VI$ (б) в мусковитах из пегматитов разных формаций.

1—3 — мусковиты из формаций пегматитов: 1 — редкометалльной (I) из кварц-мусковитового метасоматита (а), из гнезд клевеландит-мусковитового и блокового кварц-сподумен-полевошпатового пегматита (б), 2 — мусковит-редкометалльной (II), 3 — мусковитовой (III): класс А (а), классы В, В (б); 4 — линии, ограничивающие соответствующие поля составов мусковитов из пегматитов разных формаций. Жирными линиями нанесены теоретические прямые связи для «фенгитовой» схемы изоморфизма: $Al_{VI} + Al_{IV} \rightleftharpoons R_{VI}^{2+} + Si_{IV}$ и для изоморфизма с изменением числа катионов: $2R_{VI}^{3+} \rightleftharpoons 3R_{VI}^{2+}$. Тонкие прямые линии с соответствующими римскими цифрами — линии регрессии для реальных связей катионов в мусковитах разных формаций. Диаграммы составлены по данным автора (точки с номерами), В. В. Гордиенко (1970а), и Г. П. Сафроновой (1967).

формаций (смещение максимумов на гистограмме для гранатов из редкометальных пегматитов в область более высоких содержаний спессартина и промежуточный характер гистограммы для гранатов мусковит-редко-

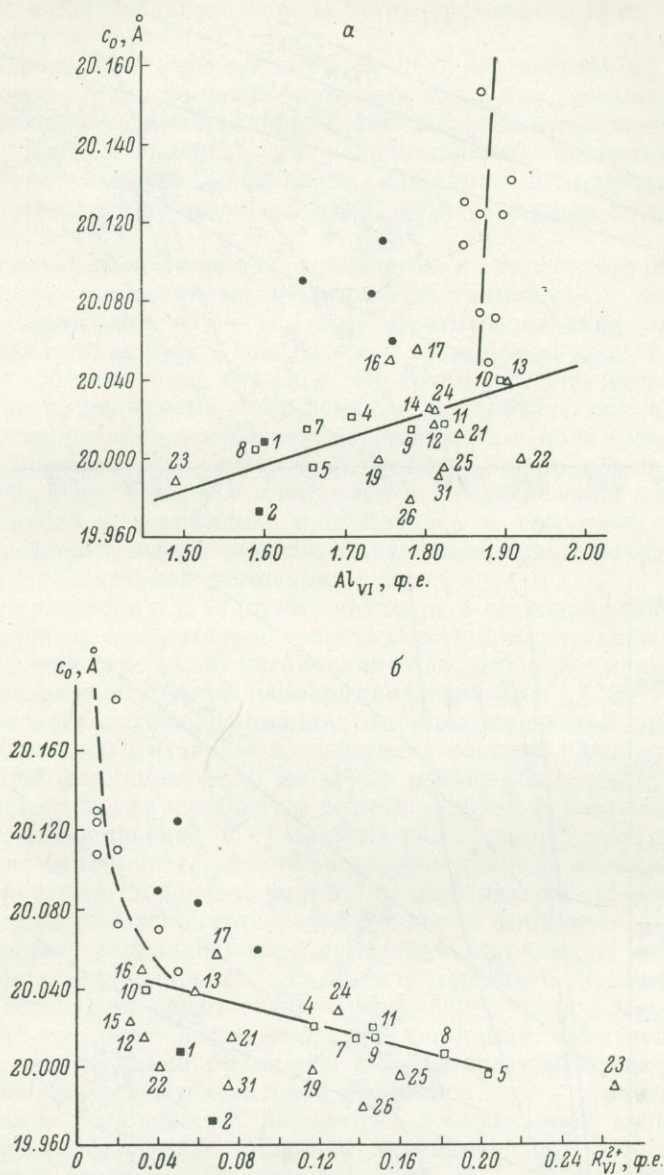


Рис. 5. Зависимость параметра c_0 от содержания Al_{VI} (а) и R_{VI}^{2+} (б) в мусковитах из пегматитов разных формаций.

Обозначения те же, что на рис. 4. Данные для мусковитов из пегматитов редкометальной формации приводятся из работы В. В. Гордиенко (1970а, табл. 23, 30). Определение параметра c_0 для мусковитов из пегматитов мусковитовой и мусковит-редкометальной формаций выполнено М. А. Лисициной в лаборатории ИГГД АН СССР под руководством Л. П. Никитиной.

металльных пегматитов — рис. 7), проследить изменение минерального состава гранатов по типам жил и формациям (увеличение содержания спессартиновой составляющей и уменьшение количества пирропа и альмандина в пегматитах редкометальной формации — рис. 8).

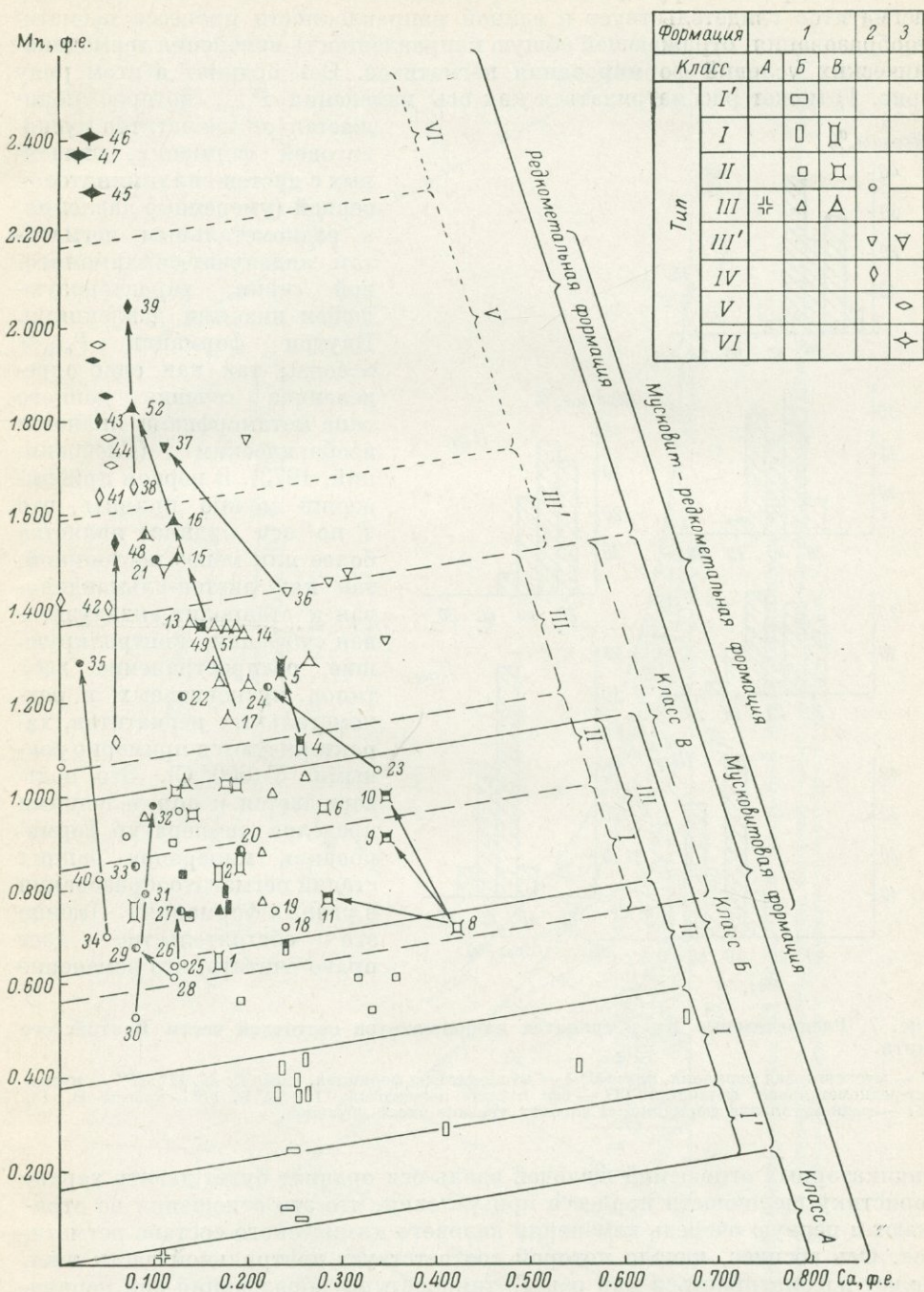


Рис. 6. Изменение содержаний Са и Мп в гранатах из пегматитов восточной части Балтийского щита.

Формации пегматитов: 1 — мусковитовая, 2 — мусковит-редкометаллическая, 3 — редкометаллическая; типы жил см. на рис. 2. Залитые и наполовину залитые значки — более поздние ассоциации граната. Стрелками соединены составы гранатов ранних и поздних ассоциаций из одной и той же жилы. При составлении диаграмм (рис. 6—8) использованы данные В. В. Гордиенко (1970а), А. С. Никанорова, И. И. Михайлова (1969), В. А. Леоновой (Салье и др., 1973) и автора (точки с номерами).

Рассмотрение структурно-минералогической и химической эволюции пегматитов свидетельствует о единой направленности процесса пегматитообразования, отражающей общую направленность изменения термодинамических условий формирования пегматитов. Ось ординат в этом ряду (рис. 1) может рассматриваться как ось изменения $P_{\text{общ}}$, которое понижается от пегматитов мусковитовой формации, связанных с дистен-силлиманитовой серией (умеренные давления) к редкометальным пегматитам андалузит-силлиманитовой серии, характеризующейся низкими давлениями.

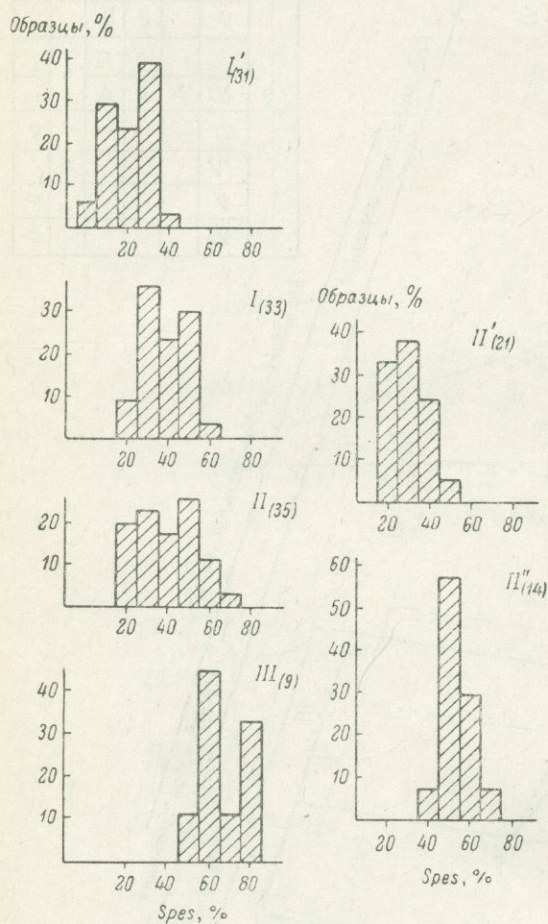


Рис. 7. Распределение Mn в гранатах из пегматитов восточной части Балтийского щита.

I' — мусковитовая формация, класс В; I — мусковитовая формация, класс В; II, II', II'' — мусковит-редкометальная формация (II — все классы пегматитов, II' — А, Б, II'' — классы В, Г); III — редкометальная формация. В скобках указано число образцов.

индикаторных отношений щелочей вдоль оси ординат будет давать характеристику щелочности процесса при условии, что эти отношения не отражают в первую очередь изменения валового химического состава пегматитов. Ось абсцисс, начало которой соответствует центральной части жил, может рассматриваться как ось T : температуры образования зон первичной кристаллизации понижаются от центральных к краевым частям жил.

Таким образом, правильность предложенного метода металлогенического анализа находит подтверждение в эволюции особенностей внутреннего строения, химического состава пегматитов и состава слагающих их минералов. Положение пегматитовых провинций относительно различных структурно-фациальных зон, анализ строения и состава самих пегматитов свидетельствуют о том, что распределение типов пегматитов на Балтийском

внутри формации $P_{\text{общ}} = \text{const}$, так как одно определенное сечение данного типа метаморфизма является изобарическим (Глебовицкий, 1973). В первом приближении можно принять, что T по оси ординат является более или менее постоянной, так как дистен-альмандиновая и ставролит-андалузитовая субфации, контролирующая распространение всех типов мусковитовых и редкометальных пегматитов, характеризуются примерно равными T (600° С). Это подтверждается и определениями пределов температур формирования минералов ранних стадий пегматитообразования в разных формациях. Именно это обстоятельство дает право считать, что изменение

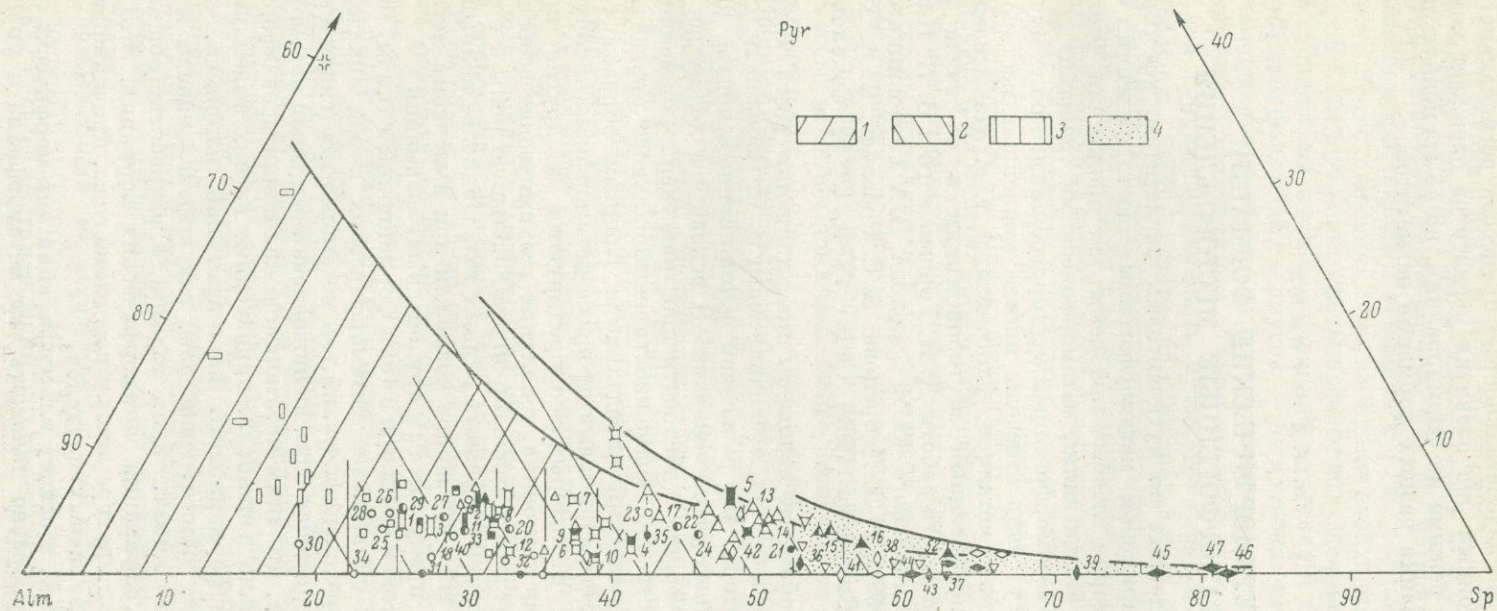


Рис. 8. Минеральный состав гранатов из пегматитов восточной части Балтийского щита.

Поля составов гранатов из пегматитов: 1 — мусковитовой формации, класса В, 2 — мусковитовой формации, класса В, 3 — мусковит-редкометалльной формации, 4 — редкометалльной формации. Остальные обозначения те же, что на рис. 6.

щите строго контролируется геотермическим режимом, термодинамическими условиями и последовательностью процессов регионального метаморфизма. Эволюционный ряд развития пегматитов отражает изменения термодинамического режима их формирования, но не временную последовательность образования разных формаций пегматитов.

Н. Л. ДОБРЕЦОВ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

При обобщении данных по мусковитовым пегматитам, которые являются прекрасным примером метаморфогенных месторождений, полезно рассмотреть и некоторые главные проблемы месторождений этого типа и их взаимосвязь с вмещающими метаморфическими толщами.

Как известно, к метаморфогенным месторождениям, кроме мусковитовых пегматитов, могут быть отнесены многие важнейшие месторождения железа, золота, цветных металлов, флогопита и т. д. Из исследований, посвященных метаморфогенным месторождениям и их связи с метаморфизмом, можно отметить работы Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965), В. А. Великославинского, Ю. М. Соколова, В. А. Глебовицкого (1968); Я. Н. Белевцева (1969), Н. Л. Добрецова, В. С. Соболева, В. В. Хлестова (1969, 1974), В. И. Смирнова (1969), Салье (1974), Ю. М. Соколова и др. (1975), и др.

В настоящем обобщении изложены представления всего коллектива новосибирских метаморфистов, возглавляемого В. С. Соболевым, с учетом личных взглядов автора. Мы развиваем формационный подход при изучении метаморфогенных месторождений. В основе его лежит достаточно очевидная идея, что общие особенности пространственно-временной локализации (и, соответственно, возможности регионального прогноза) метаморфогенных месторождений определяются главным образом составом вмещающих пород и особенностями процесса метаморфизма и сопутствующего метасоматоза, с которыми коррелируются и другие признаки (внутриформационная тектоника, локальные геохимические особенности и т. д.). Эти дополнительные признаки играют большую роль в структуре рудных полей и строении отдельных рудных тел. Наиболее полный и естественный учет всех этих признаков возможен при выделении метаморфических, и особенно продуктивных (рудноносных) формаций.

Под метаморфической формацией (или формационным типом) мы понимаем закономерный парагенезис метаморфических пород определенного состава, претерпевших специфический тип метаморфизма (свита или серия свит, подсвита, претерпевшая один из ниженазванных типов метаморфизма). Следует подчеркнуть, что типы метаморфических комплексов («формации») существуют объективно и наиболее характерные из них выделялись уже давно, до появления формационных классификаций (например, чарнокитовая, кондалитовая, эклогит-гнейсовая, глаукофансланцевая и другие «формации»). Задача состоит, таким образом, в разработке общих принципов и схемы классификации метаморфических формаций. Этот вопрос поднят в советской литературе лишь в последние годы, причем сразу наметилось несколько различных подходов.

По нашему мнению, в основу классификации метаморфических формаций наиболее целесообразно положить тип метаморфизма и упрощенное (для целей формационного анализа) подразделение толщ по составу. Такие признаки наиболее объективны и достаточно очевидны, в смысле взаимо-

связи с метаморфогенными месторождениями. Кроме того, с ними хорошо коррелируются и другие признаки (тектоническое положение, особенности метасоматоза и т. д.). Литологические особенности (состав толщ) могут коррелироваться с различной детальностью в зависимости от масштаба и целей исследования. Важно лишь подчеркнуть, что в большинстве случаев достаточно учитывать ныне фиксируемые и обобщенные составы пород — т. е. метабазиты, карбонатные породы, метапелиты (и особенно высокоглиноземистые породы), кварциты и т. д., без попыток выяснения их первичного происхождения. В то же время необходимы специальные геохимические исследования метаморфических формаций, направленные с одной стороны, на изучение первичного состава и типоморфных особенностей каждой формации, с другой — на изучение миграции компонентов при метаморфизме (особенно рудных и рассеянных элементов) и характера сопутствующего метасоматоза. Такие исследования уже начаты, в частности, для глаукофансланцевых и эклогит-глаукофансланцевых формаций (Добрецов, 1973), а также для метапелитовых формаций андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового типов (Хильтова и др., 1972).

Не менее существенным является типизация процессов метаморфизма с учетом физико-химических, геохимических и тектонических их особенностей. В этом отношении наш подход обнаруживает много общего с работами коллектива ИГГД АН СССР (Великославинский и др., 1968; Соколов и др., 1975), А. А. Маракушева (1965), Б. Я. Хоревой (1966, 1967), Е. М. Лазько и др. (1972), хотя и отличается числом и содержанием выделяемых типов, основанных на конкретных и объективных признаках. Типы метаморфизма выделяются нами (Добрецов и др., 1970) в основном по пространственному градиенту P - T условий (однородные или слабозональные и резко зональные комплексы) и набору фаций, который определяется прежде всего режимом давлений. Всего было выделено (табл. 1) 10 типов регионального метаморфизма, не считая сочетаний с наложенным диафторезом (полиметаморфических комплексов). Это двупироксеновый (или гранулитовый), мигматит-гнейсовый, эклогит-гнейсовый, дистен-сланцевый, зеленосланцевый и начальный типы однородного метаморфизма, андалузит-силлиманитовый, дистен-силлиманитовый, глаукофансланцевый и эклогит-глаукофансланцевый типы зонального метаморфизма. Первые два характерны для щитов и фундамента платформ, третий — для фундамента срединных массивов, остальные — для складчатых поясов и зон глубинных разломов (особенно глаукофансланцевый и эклогит-глаукофансланцевый).

Первый вариант классификации метаморфических формаций, построенный на основе этих признаков, был опубликован ранее (Добрецов и др., 1970). Всего было выделено около 30 главных типов формаций, причем отдельно рассмотрены формации щитов и срединных массивов, формации подвижных поясов разного возраста, формации зон глубинных разломов. Детализация тектонического положения каждой формации — одна из задач будущих исследований.

Большинство формаций характеризуются также определенной металлогенией (табл. 2). Данные табл. 2 иллюстрируют закономерную зависимость метаморфогенных месторождений от состава и характера метаморфизма рудоносных формаций. Прежде чем переходить к ее анализу, остановимся на вопросе о рациональной классификации метаморфогенных месторождений. Этот вопрос разработан гораздо хуже, чем, например, для магматогенных месторождений, и должен явиться задачей ближайших исследований.

В классификации метаморфогенных месторождений, разработанной коллективом ИГГД (Соколов и др., 1975), важным моментом является выделение трех классов месторождений, которые лучше, по нашему мнению, на-

Классификация типов прогрессивного метаморфизма

пространственные (градиент $P-T$)	Признаки		Тип метаморфизма				Тектоническая позиция
	режим давления	набор фаций	название	номер	подтип: поясовой (а), ареальный (б)	вероятная модель	
Однородный (преимущественно монофациальный) метаморфизм	Промежуточное $P_{фл} \approx P_{лит}$	$B_1 \pm B_2$	Двупроксеновый («гранулитовый»)	1	б		
	Умеренное $P_{фл} \approx P_{лит}$	$B_2 \pm B_3$	Мигматит-гнейсовый («ультраметаморфизм»)	2	б	Ранне(?) докембрийский многократный метаморфизм	Щиты и фундамент платформ
	Повышенное $P_{фл} \geq P_{лит}$	$C_2 \pm B_2$	Эклогит-дистен-гнейсовый	3	б	?	Фундамент срединных массивов
	Умеренное или промежуточное $P_{фл} \approx P_{лит}$	$B_5 (\pm B_4)$	Начальный	4	а б	Доскладчатый метаморфизм погружения	Складчатые пояса и платформенный чехол
		$B_4 \pm C_3$	Зеленосланцевый	5	а б (?)		
		$C_3 \pm B_4$	Дистен-сланцевый (типа Кейв)	6	а б (?)		

Таблица 1 (продолжение)

пространственные (градиент $P-T$)	Признаки		Тип метаморфизма				Тектоническая позиция	
	режим давления	набор фаций	название	номер	подтип: поясовой (а), ареальный (б)	вероятная модель		
Зональный (полифакальный) метаморфизм	Умеренное $P_{фл} \approx P_{лит}$	$\pm B_1 + B_2 + B_3 \pm B_4$	Андалузит-силлиманитовый	7	а (Тонгулак)	Постскладчатый и синскладчатый метаморфизм, обусловленный флюидно-тепловым потоком	Преимущественно зоны относительных поднятий	Складчатые пояса
					б (Бахен-Абакума)			
	Повышенное $P_{фл} \geq P_{лит}$	$C_2 + C_3 \pm B_4$	Дистен-силлиманитовый	8	а (Барроу)		Преимущественно зоны опусканий	
					б (Уральский)			
Высокое $P_{фл} \geq P_{лит}$	$\pm B_5 + B_4 + C_4 \pm C_3$	Глаукофансланцевый	9	а (Санбогава)	Сложный механизм (погружение + «автоклавный» + тектонический)	Зоны глубинных разломов, в том числе зоны Бениофа под глубоководными желобами		
	$B_4 + C_4$			б (Пенжинский)				
Высокое $P_{фл} \geq P_{лит}$	$C_4 + C_3$	Эклогит-глаукофансланцевый	10	а (Максютовский)				
				б (Калифорнийский)				

Примечание. $P_{фл}$ — флюидное, $P_{лит}$ — литостатическое давление. Здесь и в табл. 2 и 3 фации приводятся по схеме Н. Л. Добрецова и др. (1970).

Метаморфические формации и метаморфогенные полезные ископаемые

Геологическая формация	Метаморфическая формация	Фации	Рудная ассоциация (формация?)	Вид полезного ископаемого	Генотип	Примеры	
Щитов	Эвлизитовая Железисто-гнейсовая	$V_1 \pm V_2$	Эвлизитовая Пироксен-магнетитовая Кодуритовая	Fe Fe Mn	(Пара) Рео Пара, рео	Индия, Судан Швеция, Алдан, Анабар	
	Кондалитовая	V_1	Графитовая Корундовая TR-пегматитов	Графит Al (корунд) TR	Пара, рео Рео Орто	Украина, Цейлон Мадагаскар, Индия Алдан, Енисейский край	
	Карбонатно-гранулитовая	$V_1 \pm V_2$	Флогопитовая Глубинных Mg-скарнов	Флогопит Шпинель, флогопит, лазурит, частично Fe, V Fe, V	Орто »	Алдан Мадагаскар	
	Карбонатно-мигматитовая	V_2	Глубинных Ca-скарнов		»	Ю.-З. Памир	
	Амфиболит-плаггио-гнейсовая	V_2	Рутил-ильменитовая Ильменитовая	Ti Ti	Пара Орто	Бразилия, Канада, Урал (фундамент)	
Складчатых поясов	Зональная андалузит-филлитово-гнейсовая	$V_2 + V_3 + V_4$	$V_2 \pm V_3$ $V_3 \pm V_2$	Силдманитовая Альбитизированных редкометалльных пегматитов	Al Sn, Li, Mo, W	Рео Орто	Прибайкалье Забайкалье
			$V_4 \pm V_3$	Кордиерит-антофиллит-медноколчеданная Галенит-сфалерит-пирротиновая	Cu Pb, Zn, Cu	Орто, рео Рео, орто	Ю. Финляндия Швеция, Родезия и др.
Складчатых поясов	Зональная дистен-филлитово-гнейсовая	$C_3 \pm V_4$	Дистен-корундовая, дистеновая Мусковитовых пегматитов	Al (дистен) Мусковит	Рео Орто	Урал и др. Байкальская, Бирюсинская, Кольская провинции	
			Гранат-слюдяная	Абразивы	Рео	Урал, В. Сибирь	

Таблица 2 (продолжение)

Геологическая формация	Метаморфическая формация	Фашии	Рудная ассоциация (формация?)	Вид полезного ископаемого	Генотип	Примеры
Складчатых поясов	Железисто-метабазитовая (джеспилитовая) и железисто-сланцевая Гондитовая	$V_4 \pm V_3, C_3$	Гематит-магнетитовая	Fe	Рео	КМА, Гуронская формация и др.
			Амфибол-магнетитовая	Fe	»	
		$V_4 \pm V_3, C_3$	Спессартин-окисная (гондитовая) Окисно-родонитовая	Mn Mn	Пара »	Индия Анабар, Бразилия
	Кварцито-филлитовая, конгломератовая	V_4	Золотоносных конгломератов Золото-кварцевая	Au, U Au	Рео? Орто	Витватерсранд Ленско-Бодайбинская провинция, Узбекистан, С. Америка
Зон глубинных разломов	Офиолитовая	$V_4 + V_5$	Тальк-серпентиновая Колчеданная Полиметаллическая	Тальк, асбест, серпентин $Cu + Au$ Pb, Zn, барит	Орто Рео, орто То же	Урал Западный Узбекистан, Альпы, Динариды
	Зональная глаукофансланцевая	$C_4 + V_4$	Окисно-родонитовая (силикатно-марганцевая) Пирротин-медноколчеданная	Mn Cu	Рео, пара Рео, орто	Япония Сулавеси, Альпы
	Эклогит-глаукофансланцевая	$C_4 + C_3$	Глаукофан-рутиловая Колчеданно-полиметаллическая (?)	Ti Cu, Pb, Zn, Au	Орто Орто?	Калифорния, Ю. Урал Альпы

зывать параметаморфические (метаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные), реометаморфические (переотложенные в процессе метаморфизма) и ортометаморфические (возникшие в процессе метаморфизма). Заслугой Ю. М. Соколова (1970а) и др. следует считать попытку привязать рео- и ортометаморфические месторождения к фациям и фаціальным сериям, отличным по режиму давления.

В то же время в этой классификации содержится, на наш взгляд, ряд недостатков. В частности, неоправдана привязка и параметаморфических месторождений к фаціальным сериям, недостаточно отчетливо показана целесообразность разделения месторождений, связанных с областями «монотаморфизма» и «политаморфизма», хотя в дальнейшем при формационном анализе значение этого признака может проявиться. Наконец, сами метаморфогенные месторождения целесообразно подразделять (и называть) по ассоциациям ведущих минералов, как это принято для магматогенных месторождений.

С учетом вышесказанного нами составлен другой вариант классификации метаморфогенных месторождений (табл. 3), которую следует считать лишь предварительной иллюстрацией основного принципиального подхода к классификации, учитывающей и другие исследования этого направления (Горжевский, Козеренко, 1965; Гусельников, 1972; Добрецов и др., 1974, и др.). Типы метаморфогенных месторождений выделены отдельно для главных металлических и неметаллических полезных ископаемых и названы по формальным признакам — ведущему полезному ископаемому и главным минералам руд. Ортометаморфические и реометаморфические месторождения совмещены, ибо к первым относится большей частью неметаллические месторождения (флогопита, мусковита, лазурита, пьезокварца и т. д.), в то время как металлические месторождения относятся преимущественно к реометаморфическим (переотложенным) или параметаморфическим, и выделение среди них представителей ортометаморфического класса всегда вызывает дискуссию. Можно надеяться, что предложенная классификация окажется удобной для дальнейшего уточнения и практического использования.

Говоря о критериях различия пара-, рео- и ортометаморфических месторождений, следует прежде всего уточнить, что простой изохимический метаморфизм сам по себе не создает концентрации полезных ископаемых. Эти концентрации в параметаморфических месторождениях являются частично или полностью дометаморфическими (осадочными, вулканогенными и т. д.), а при метаморфизме меняют лишь минеральную форму и в связи с этим промышленную ценность или даже назначение полезного ископаемого (например, разные месторождения марганца, железа и графита). В других случаях для рео- и ортометаморфических полезных ископаемых (часть месторождений железа, марганца, золота, мусковита, флогопита, дистена и др.) концентрации их создаются при гидротермально-метасоматических или палингено-метасоматических процессах, сопутствующих метаморфизму. С последними процессами связано и образование коровых магм и магматогенных месторождений. В конечном счете мы имеем диалектическое единство нескольких разнонаправленных процессов — рассеивание рудного вещества при расплавлении, анатексисе или растворении малых элементов в ходе прогрессивного, особенно высокотемпературного, метаморфизма и концентрация оруденения при кристаллизации магм или осаждении из метаморфогенных флюидов при их подъеме в более верхние относительно холодные этажи, или в ходе регрессивного (диафорического) преобразования тех же толщ. Поэтому в одном месторождении могут развиваться несколько разнонаправленных процессов и приходится говорить лишь о преобладающей тенденции в данном участке или месторождении.

Таблица 3

Предварительный вариант классификации метаморфогенных месторождений (рудных формаций) по ведущему полезному ископаемому и главным минералам

Классы месторождений	Фациальная серия	Фация	Металлическая руда						Неметаллическая руда							
			Fe ± V	Mn	Al	Ti	Au, U, Th	Cu, Ni, Pb, Zn	Li, Sn, W и др.	флогопит, шпинель, лазурит	мусковит, фенгит	пьезокварц, керамическое сырье	тапок, асбест, магнезит и др.	графит	мрамор, строительные материалы	
Ортометаморфические или реометаморфические (метаморфические)	Незональная (нет серии)	B ₁ ± B ₂	Пироксен-магнетитовая	Кодуритовая	Корундовая, силлиманит-корундовая	Ильменитовая	—	—	—	Флогопитовая	—	—	—	Крупночешуйчатый графит	—	
		B ₂	Скарново-магнетитовая (глубинная)*	—	—	—	—	—	—	Лазуритовая, лазурит-флогопитовая*	—	—	—	—	—	
		C	?	Бланфордитовая	Дистеновая	Рутил-ильменитовая*	—	—	—	—	—	—	—	Пироп, амфибол-асбест	—	—
		B ₄	Гематитовая	Родохритовая	Пирофиллитовая	Сфенитано-магнетитовая	Метаморфизованные конгломераты, кварцевожильная	—	?	—	Мелкочешуйчатые слюды	Хрусталеносные диафториты,* жилы*	Тапок,* асбест,* магнезит,* родусит	—	—	
Гематит-магнетитовая	Родохритовая															
Сидерит-магнетитовая	Окисная и смешанная															

Таблица 3 (продолжение)

Классы месторождений	Фациальная серия	Фация	Металлическая руда							Неметаллическая руда						
			Fe ± V	Mn	Al	Ti	Au, U, Th	Cu, Ni, Pb, Zn	Li, Sn, W и др.	флогопит, шпинель, лазурит	мусковит, фенгит	пьезокварц, керамическое сырье	талк, асбест, магнетит и др.	графит	мрамор, строительные материалы	
Параметаморфические (метаморфизованные)	Высокотемпературная	B ₁ -B ₂	Гиперстен-магнетитовых кварцитов (эвлизитовая)	Кодури-то-вая	Глино-земисто-гнейсовая	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Крупночешуйчатый графит	Мраморы, гранит, гнейсы и др.
	Среднетемпературная	B ₃ -C ₃ -B ₂	Амфибол-магнетитовых кварцитов (амфибол-джеспилитовая)	Окисно-спессартиновых кварцитов (гондидитовая)	Глино-земисто-сланцевая	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Мелкочешуйчатый графит	Мраморы, кварциты
	Низкотемпературная	B ₄	Джеспилитовая Таконитовая	Силикатно-марганцевая Карбонатно-марганцевая	Кварц-диаспор-пиррофилитовая	—	—	—	Колчеданная Барит-полиметаллическая	—	—	—	—	—	Шунгит	Мраморы, кристаллические известняки, кварциты
Параметаморфическая	B ₅	Итабаритовая	Окисно-глинистая	Метаморфизованные бокситы и латериты	Метаморфизованные россыпи	Ау-метаморфизованные конгломераты	Медно-никелевая (типа Печенги)	—	—	—	—	—	—	—	—	Яшмы, известняки, доломиты
		Смешанная	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Ортометаморфические типы руд, в основном неметаллические полезные ископаемые, отмечены звездочкой.

При выработке критериев в каждом конкретном случае следует иметь в виду всю совокупность контролирующих факторов (табл. 4).

Т а б л и ц а 4

Критерии разделения разных типов месторождений, залегающих в метаморфических толщах

Генетический тип (класс)	Контролирующие факторы				
	литологические	метаморфические	геохимические	тектонические	магматические
Параметаморфический	Главенствующие	Подчиненные	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют
Реометаморфический	Отчетливые	Отчетливые	Отчетливые	Отчетливые	Отсутствуют
Ортометаморфический	Не всегда отчетливые	Главенствующие	Соответствуют вмещающим породам	Не обязательны или проявлены слабо	
Магматогенный	Не обязательные	Отсутствуют или слабые	Не соответствуют вмещающим толщам	Отчетливые	Отчетливые

1) метаморфических (приуроченность к определенным зонам метаморфизма);

2) литологических (приуроченность к толще или формации определенного состава);

3) тектонических (связь с определенными складчатыми или разрывными структурами в метаморфической формации);

4) геохимических (пространственная связь с определенными типами сопутствующего метасоматоза, благоприятное перераспределение рудных и рассеянных элементов, а также изотопов при метаморфизме вмещающей формации).

5) магматических (наличие или отсутствие пространственной или геохимической связи с конкретными магматическими формациями).

Таким образом, эти факторы в значительной мере устанавливаются при изучении особенностей вмещающих метаморфических формаций, а их комплексный учет представляется наиболее полным и естественным при формационном подходе. Другими словами, необходимо изучение конкретных типовых метаморфических формаций и особенностей их метаморфизма, литологии, геохимической и металлогенической специализации, выработка диагностических типоморфных признаков формаций для целей металлогенического анализа. На этом пути имеются большие возможности при решении спорных вопросов метаморфогенного рудообразования. К ним относятся две главные проблемы: 1) соотношение первичных и переотложенных (метаморфогенно-метасоматических) концентраций вещества; 2) причина мобилизации рудоносных флюидов и (или) источник рудного вещества — магматогенный или метаморфогенный для тех месторождений, где роль переноса вещества особенно велика. По этим проблемам едва ли не по всем типам эндогенного оруденения продолжаются жаркие дискуссии. Эти вопросы, как видно из данных табл. 4, решаются различно для разных классов (пара-, рео- и ортометаморфических) месторождений и разных типов формаций. Формационный подход, кроме того, в значительной степени снимает остроту вопросов о возрасте оруденения. Проиллюстрируем эти общие положения некоторыми примерами.

Роль первичных концентраций рудного вещества и соответственно связь с составом исходных пород наиболее важны для парапетаморфических месторождений, хотя и здесь минеральный состав, свойства руд и форма тел в общем случае могут существенно измениться в ходе метаморфизма (например, вместо пластов бурых железняков и сидеритов — линзовидные и складчатые тела гематит-магнетитовых кварцитов). При этом с возрастанием степени метаморфизма теряются многие первичные признаки пород и руд, позволяющие более детально и обоснованно говорить о рудотолжении в процессе вулканизма и осадконакопления, а в высокотемпературных фациях V_1 и V_2 они почти полностью потеряны. Поэтому такие руды в общем случае нельзя называть «осадочными» или «осадочно-вулканогенными», лучше для них употреблять термин «парапетаморфические» (так же как парапороду — кристаллический сланец или гнейс — не называют «осадочный»). Более того, определенная взаимосвязь вулканизма и осадконакопления с последующим метаморфизмом позволяет и здесь увязывать парапетаморфические месторождения с соответствующими метаморфическими формациями. Например, для марганцевых парапетаморфических месторождений в глаукофановых формациях характерна окисно-родонитовая рудная формация, а в гондитовой формации (дистен-силлиманитового типа) — окисно-спессартиновая (табл. 2).

Реометаморфические месторождения зависят от наибольшего числа факторов — и литологии толщ, и типа метаморфизма, и внутриформационной тектоники, и общих особенностей тектоники и магматизма. Но эти месторождения нередко играют большую роль, чем собственно парапетаморфические. Так, по оценке Я. Н. Белевцева (1969) в криворожских железистых кварцитах более 60% рудных тел являются переотложенными в процессе метаморфизма, т. е. метаморфогенно-метасоматическими или реометаморфическими. Поэтому в табл. 2 и 3 большинство массивных и слабополосчатых богатых руд (пироксен-магнетитовых, гематит-магнетитовых, амфибол-магнетитовых и т. д. отнесены к классу реометаморфических (частично ортометаморфических); а для парапетаморфических предложены собственные названия. При этом была использована детальная классификация В. Н. Гусельникова (1972) для метаморфогенных железных руд КМА, в которой выделены две основные группы руд — метаморфизованные и метаморфические. Первые соответствуют нашему классу парапетаморфических месторождений и подразделены на такониты (метахемогенные) итабариты (метавулканогенно-гидротермальные), джеспилиты (метаэффузивные) и железистые роговики (метамагматические). Собственные названия даны по минералого-петрографическим признакам и являются, по нашему мнению, предпочтительными в случае слабометаморфизованных руд. Аналогичные или сходные подразделения выделяют и другие исследователи, например, В. Н. Гусельников (1972), В. В. Сараев (1973), Л. Н. Формозова (1973).

Для ортометаморфических пород связь с составом толщ также достаточно очевидна. Например, флогопитовые и скарновые железорудные (типа Таежного) месторождения в гранулитовой или амфиболитовой фации появляются лишь в толщах с большим количеством доломитов и мраморов, мусковитоносные пегматиты — в высокоглиноземистых метапелитовых толщах, бедных Са и Fe, хрусталеносные альпийские жилы — в кварцитах и кварцитовидных песчаниках, не говоря уже о тех случаях, когда амфиболиты, пегматиты, гнейсы и т. д. сами являются полезными ископаемыми.

Но в рео- и ортометаморфических месторождениях еще больше проявляется связь с особенностями метаморфизма. Раньше всего стали писать о связи метаморфогенных месторождений с разнотемпературными фациями регионального метаморфизма. Так, с амфиболитовой фацией и зонами уль-

траметаморфизма связаны разные типы пегматитов (Соколов, 1970а), флогопит, глубинные Fe-рудные скарны и др., с фацией зеленых сланцев — часть золото-кварцевого, медноколчеданного и другого сульфидного оруденения, причем в биотитовой зоне распространена кварц-пирротиновая, в хлоритовой — кварц-пиритовая минерализация. В слабо-метаморфизованных толщах, находящихся в стадии метакристаллизации или эпигенеза, характерно оруденение телетермального типа. Причины этого трактуются по-разному, но сама температурная зональность в размещении гидротермальных и метаморфогенных месторождений несомненно существует.

В последние годы выяснилось, что метаморфогенные месторождения зависят также от режима давления и других особенностей метаморфизма. В этом направлении важный шаг сделан в работах В. А. Великославинского, Ю. М. Соколова и В. А. Глебовицкого (1968), которые подчеркнули связь определенных типов орто- и реометаморфических месторождений с андалузит-силлиманитовым или дистен-силлиманитовым типами метаморфизма, отличающимися по режиму давления. Для комплексов дистен-силлиманитового типа особенно характерна формация мусковитовых пегматитов, которая, по данным Ю. М. Соколова (1970а), локализуется только в зонах дистен-альмандиновой субфации. Для андалузит-силлиманитового типа характерны редкометалльные альбитизированные пегматиты, а также, по мнению В. А. Глебовицкого и С. И. Турченко (1970), медноколчеданные и свинцово-цинковые месторождения Южной Финляндии и Швеции, которые локализируются в андалузит-ставролитовой или (реже) биотитовой зонах зональной андалузит-филлит-гнейсовой формации (табл. 2). Внутри этой формации главными рудоконтролирующими факторами оказывается определенная зона метаморфизма и определенный состав толщ, в частности наличие пачек черных графитистых сланцев, которые и являются в большинстве случаев продуктивной подформацией. Такая же закономерность характерна для пирротин-медноколчеданного оруденения в зональной глаукофансланцевой формации (например, в поясе Санбогава в Японии) (Besshi ore. . ., 1966). Соответственно другому режиму давления и составу толщ эта пирротин-медноколчеданная формация отличается от кордиерит-антофиллит-медноколчеданной меньшей температурой, простотой минерального состава руд, характером окколорудных изменений (кордиерит-антофиллитовые породы в первом случае, альбит-хлоритовые — во втором).

Кроме режима давления, по существу надо учитывать и другие особенности данного типа метаморфизма, в частности наличие или отсутствие зональности, интенсивность и характер сопутствующего метасоматоза. Вышеописанные примеры проявлены в зональных комплексах андалузит-силлиманитового, дистен-силлиманитового и глаукофанового типов, тогда как другие месторождения проявлены только в незональных комплексах (особенно в гранулитовой фации) или связаны с наложенным диафторезом. Так, флогопитовые и железорудные месторождения Алданского щита связаны с диафторезом амфиболитовой фации и сопутствующим калиевым или Fe—В метасоматозом в карбонатно-гранулитовой формации (табл. 2). Колчеданное и полиметаллическое оруденение в офиолитовой слабозональной формации (типа зеленокаменной полосы Урала) имеет много общего с оруденением в зональных андалузит-филлит-гнейсовой и глаукофансланцевой формациях, но отличается иным контролем состава (в частности, наличие графитистых сланцев необязательно, но характерно преобладание зеленокаменных эффузивов и габброидов) и более широким развитием разнообразных окколорудных метасоматических изменений (особенно зон осветления — серицитизации, окварцевания и т. д.). Однако и здесь связь с региональным зеленокаменным метаморфизмом, по мнению ураль-

ских исследователей (Иванов, Нечухин, 1969), определенно устанавливается.

Значение разных факторов для ортометаморфических месторождений хорошо иллюстрируется данными по мусковитовым пегматитам, приведенными в настоящем сборнике. Главная общая особенность мусковитовых пегматитов — приуроченность к дистен-силлиманитовому типу метаморфизма дистен-альмандиновой субфации отмечена большинством исследователей. Образование мусковит-олигоклазовых (\pm микроклин) пегматитов, характерных для мусковитовых провинций, связано как с особенностями процесса метаморфизма и анатексиса, так и состава толщ. По мнению В. В. Хлестова (1973), одно из объяснений повышенной мусковитоносности этих пегматитов заключается в том, что при повышенных давлениях $P_{общ}$ и P_{H_2O} возможна кристаллизация первично-магматического мусковита с обогащением глиноземом эвтектоидных вышлавков. Этому благоприятствует и высокоглиноземистый характер вмещающих толщ.

Литологический контроль — приуроченность к продуктивным свитам высокоглиноземистых пород (дистен-альмандиновых, дистен-биотитовых) — отмечается в большинстве работ по Балтийскому щиту и в наиболее обоснованных работах по Мамскому району, в которых использованы методы математической статистики (наст. сб., стр. 206; Другов, Леонтьев, 1973). Мусковитоносность пегматитов, образующихся в зонах диафтореза, как и следовало ожидать, меньше связана с первичной литологией толщ, а больше с характером сопутствующего метасоматоза — кислотного выщелачивания, которое при диафторезе может интенсивно проявиться и в толщах, непересыщенных глиноземом. Но в целом направленность процессов сопутствующего метасоматоза и интенсивность кислотного выщелачивания коррелируются с составом продуктивных свит. Такие продуктивные свиты, обладающие глиноземистым составом, претерпевшие дистен-силлиманитовый тип метаморфизма, начальный анатексис и сопутствующий метасоматоз (табл. 1) предложено называть зональной дистен-филлит-гнейсовой формацией (с продуктивной подформацией, соответствующей определенной метаморфической зоне).

Наиболее крупные и богатые мусковитовые тела определяются также локальными особенностями рудного поля, в том числе его тектоникой. Однако и рудоконтролирующая тектоника в большинстве случаев, по мнению Н. В. Горлова (наст. сб. стр. 146), А. Н. Неелова (1973), Г. М. Другова, Г. И. Леонтьева (1973) и др., носит «внутриформационный» характер, т. е. связана с особенностями состава и метаморфизма толщи, а не с региональными структурами. Впрочем, тектонический контроль мусковитоносности вызывает наибольшие дискуссии, что, по нашему мнению, как раз и показывает его второстепенное значение.

Следует отметить, что даже магматогенные гидротермальные месторождения обнаруживают определенные связи с типом предшествующего метаморфизма. Примером этого является закономерное положение сурьмяно-ртутного, олово-молибден-вольфрамового оруденений относительно метаморфических зон, выделенных в герцинидах Южного Тянь-Шаня (Бакиров, Добрецов, 1972). Сурьмяно-ртутное оруденение, хотя и является более молодым, пространственно совпадает с зонами глаукофансланцевого и сопутствующего низкотемпературного метаморфизма, а олово-молибден-вольфрамовое оруденение — с областями развития зонального андалузит-силлиманитового метаморфизма. Такая ситуация не случайна, так как в других районах сурьмяно-ртутные пояса (Средиземноморский, Калифорнийский и др.) пространственно совпадают с поясами офиолитов и глаукофановых сланцев. Это может быть объяснено накоплением ртути в таких поясах в процессе метаморфизма высоких давлений и последующей миграцией ее в благоприятные структуры при всех процессах

активизации. Таким образом, возникает задача комплексного изучения всех факторов (включая предшествующий или сопутствующий метаморфизм), влияющих на образование и размещение гидротермальных месторождений.

В заключение следует сказать, что при формационном изучении метаморфических толщ будут естественно сочетаться, дополняя друг друга, те направления в учении о метаморфизме, которые уже существуют, в известной мере самостоятельно — физико-химическая теория метаморфизма, литология, тектоника и металлогения метаморфических толщ. Несомненно, что на этом пути возможно объединение усилий различных групп исследователей и получение принципиально новых важных результатов.

Мы не касались в этой статье других аспектов, связанных с метаморфическими формациями — тектонического, петрологического и других, которые также представляют большой интерес для геологии. Изучение этих аспектов, но особенно металлогенического аспекта с целью прогнозирования метаморфогенных месторождений, представляется достаточно эффективным на базе составления специализированных карт метаморфических формаций масштаба 1 : 10 000 00 и крупнее для отдельных, наиболее важных и интересных регионов. Важность составления таких карт уже была отмечена нами (Добрецов и др., 1972).

А. С. НИКАНОВ

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В формировании гранитных пегматитов важнейшую роль играет один из ведущих геологических процессов — дифференциация вещества. Результаты дифференциации фиксируются в виде зональности, проявляющейся на самых различных уровнях: от отдельных минеральных индивидов до пегматитовых провинций и поясов (Ферсман, 1931; Камерон и др., 1951; Недумов, 19656; Солодов, 1971).

Зональность пегматитовых тел выражается в закономерной смене от эндоконтактовых зон к центру пегматитовых пород, а также в появлении и исчезновении отдельных минеральных видов в разрезе пегматитового тела. При этом для пегматитов различных типов установлена своя типоморфная зональность. Редкометалльные пегматиты: 1) плагиоклаз—кварц—мусковит, 2) плагиоклаз—кварц, 3) кварц—плагиоклаз—пертит ± мусковит ± биотит, 4) пертит—кварц, 5) пертит—кварц—альбит—амблигонит—сподумен, 6) альбит—кварц—сподумен, 7) кварц—сподумен, 8) лепидолит—альбит—кварц, 9) кварц—микроклин, 10) микроклин—альбит—литиевые слюды—кварц, 11) кварц (Камерон и др., 1951). Хрусталеносные пегматиты: 1) мелкозернистый гранит, 2) аплит, 3) пегматит графической структуры, 4) пегматит пегматоидной структуры, 5) пегматит блоковой структуры, 6) массивный кварц, 7) минерализованные полости — кварц, микроклин, альбит, флюорит, кальцит (Соколов, Осинский, 1969). Зональность мусковитовых пегматитов представляют комбинацию минерального состава и структур пегматитовых пород (табл. 1).

Структурно-минералогической зональности соответствует зональность геохимическая, проявляющаяся в нарастании содержаний Na, K, Li, Rb и Cs от приконтактовых зон к центру пегматитового тела и в параллельном уменьшении концентраций Ca, Mg, Fe как в валовом составе пегматитовых пород, так и в отдельных минералах переменного состава.

По мнению большинства исследователей, пространственная зональность такого рода фиксирует временную последовательность образования мине-

Зональность мусковитовых пегматитов

Зона	Минеральный состав зон	Структура пегматита
1	Плагиоклаз № 30—25, кварц (биотит, мусковит)	Столбчатая
2	Плагиоклаз, микроклин, кварц	Неяснографическая
3	Микроклин, кварц	Графическая
4	Микроклин, плагиоклаз №№ 15—8, кварц, мусковит	Пегматоидная
5	Кварц	

ральных парагенезисов в процессе становления пегматитовых тел, или, иначе говоря, эволюцию системы, представляющей пегматитовое тело (Гинзбург, 1960).

Наряду с зональностью пегматитовых тел существует зональность пегматитовых полей (Варламов, 1958; Недумов, 1965а; Солодов, 1971), наиболее ярко проявленная у редкометалльных пегматитов. При этом закономерное пространственное распределение редкометалльных пегматитов отражает последовательность их возникновения во времени (Варламов, 1958; Недумов, 1965а; Солодов, 1971), т. е. эволюцию гранитных пегматитов на более высоком уровне, чем пегматитовое тело.

Зональность пегматитовых полей определяется в первую очередь параметрами среды — структурой термического и барического полей вмещающей толщи и их изменениями во времени. Примером отчетливо проявленной связи различных по составу пегматитов с метаморфической зональностью вмещающих пород может служить одно из пегматитовых полей. Здесь на протяжении примерно 1—1.2 км кварцплагиоклазовые пегматиты с биотитом сменяются кварц-полевошпатовыми с мусковитом, затем с мусковитом, полихромным турмалином и сподуменом, еще дальше сподумен-альбитовыми и кварцевыми жилами. Параллельно меняется степень метаморфизма вмещающих пород: от двуслюдяных сланцев и гранат-биотитовых мигматизированных гнейсов с силлиманитом, через андалузит-биотитовые гнейсы до биотит-углистых микросланцев.

Зональность пегматитовых полей сменяется зональностью пегматитовых провинций, в пределах которых закономерно располагаются пегматитовые поля (Леонтьев, 1965; Гордиенко, 1970а; Солодов, 1971), и зональностью пегматитовых поясов, где роль зонообразующих единиц выполняют пегматитовые провинции. Например, в пегматитовом поясе Северо-Байкальского нагорья (Соколов и др., 1965) выделяются три пегматитовые провинции: керамических (кварц-полевошпатовых), мусковитовых и редкометалльных пегматитов. Провинция кварц-полевошпатовых пегматитов приурочена к силлиманит-альмандиновой зоне метаморфизма, мусковитовых — к дистен-альмандиновой, а редкометалльных к зоне диафтореза эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Пегматитовые пояса не только обладают внутренней зональностью, но сами могут служить зонообразующими элементами. Такого рода зональность установлена К. Л. Бабаевым (1965) для Средней Азии. Северо-Тяньшаньский каледонский пояс содержит в основном простейшие кварц-полевошпатовые пегматиты; Южно-Тяньшаньский герцинский отличается преобладанием среднесложных пегматитов с небольшим содержанием редких компонентов и повышенными концентрациями слюд; Памирский пояс послегерцинских пегматитов образован главным образом сложными

пегматитами с редкометальной минерализацией и высоким содержанием летучих — F и B (в топазе, турмалине, флюорите).

Закономерности пространственного распределения пегматитовых пород в пегматитовых телах, пегматитовых тел в пределах пегматитовых полей, пегматитовых полей на территориях пегматитовых провинций, пегматитовых провинций внутри пегматитовых поясов и пегматитовых поясов относительно друг друга фиксируют единую направленность пегматитового процесса от пегматитового тела до пегматитового пояса, или, иначе говоря, пространственная последовательность зонообразующих дифференциатов отражает временную эволюцию гранитных пегматитов на всех перечисленных уровнях.¹

По мнению А. И. Гинзбурга (1960), при формировании отдельного пегматитового тела «геохимическая эволюция пегматитового процесса выражается в основном в изменении роли щелочей на разных этапах процесса и в появлении на последних из них летучих» (стр. 8). Наглядной иллюстрацией этой закономерности может служить отношение суммы щелочей к кальцию $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в различных зонах (I—IV) пегматитового тела (мусковит-керамический пегматит, жила № 6, месторождение Хетоламбино; Шуркин и др., 1962) от контактов к центру: I — 2.36, II — 4.58, III — 25.48, IV — 31.69.

Аналогичная картина поведения щелочей наблюдается и по разрезу зональных пегматитовых полей: переход от существенно плагиоклазовых кварц-полевошпатовых пегматитов к плагио-микроклиновым с мусковитом, микроклин-альбитовым и альбит-сподуменовым свидетельствует о такой же направленности изменения отношения суммы щелочей (включая литий) к кальцию (Таланцев, 1971а). К сожалению, химико-аналитические данные, которые позволили бы проследить эти изменения количественно, в настоящее время отсутствуют. Качественная же оценка поведения щелочей возможна даже применительно к такому отрезку времени, как геологическая история гранитных пегматитов от архея до мезозоя: в древних, преимущественно кварц-полевошпатовых пегматитах ведущая роль принадлежит плагиоклазовым (натро-кальциевым разновидностям); в протерозое возрастает количество плагиоклаз-микроклиновых керамических и мусковитовых пегматитов и соответственно увеличивается значение калия; в палеозое-мезозое на первое место выдвигаются альбитовые (натровые) и альбит-сподуменовые (натро-литиевые) пегматиты, а в конце палеозоя и мезозоя начинают доминировать богатые летучими хрусталеносные пегматиты, встречающиеся и в кайнозое (Ферсман, 1940; Гинзбург, 1960; Недумов, 1965б).

Таким образом, подтверждается намеченная еще А. Е. Ферсманом (1940) эволюция пегматитового процесса на всех уровнях: от пегматитового тела до всего сообщества гранитных пегматитов.

Геохимическая эволюция гранитных пегматитов в геологической истории земной коры от архея к кайнозое совершается параллельно с уменьшением уровня глубинности становления пегматитов. Существенно натро-кальциевые (кварц-полевошпатовые) наиболее глубинные пегматиты сменяются калиевыми (мусковитовыми), затем натровыми и натро-литиевыми редкометальными, и, наконец, наиболее близкими к поверхности и наиболее насыщенными летучими хрусталеносными пегматитами (Гинзбург, 1960). Учитывая отчетливо выраженную специализацию и различие пегматитов, сформировавшихся на разной глубине, А. И. Гинзбург предложил

¹ А. С. Никаноровым не учтено одновременное формирование метаморфических поясов, которые контролируют распределение пегматитовых поясов, провинций и полей разной металлогенической специализации. Различная глубинность формирования пегматитов не означает их разновременность. (Прим. отв. ред.).

выделить «фаии глубинности» гранитных пегматитов, которые после уточнения границ трансформировались в «формации глубинности» (Родионов, 1965). Всего было выделено 4 формации: редкоземельных, мусковитовых, редкометалльных и хрусталеносных пегматитов (Гинзбург, Родионов, 1960). В настоящей работе принято аналогичное формационное деление гранитных пегматитов за одним исключением: в качестве наиболее раннего члена ряда выделены не редкоземельные, а кварц-полевошпатовые пегматиты.

Понятие формации является обобщенным, не связанным с конкретной пространственной ячейкой. Формация может охватывать пегматиты одного поля или одной провинции. Последовательность формаций (от глубинных к приповерхностным), отражая прежде всего изменение пегматитов во времени, одновременно фиксирует эволюцию связи с тектоническими элементами (от гранито-гнейсовых куполов в архее к различным зонам геосинклиналей и краевым частям платформ в протерозое и фанерозое; Недумов, 1965б). Анализ общей распространенности гранитных пегматитов в различные эпохи (в расчете на единицу времени; Солодов, 1974), позволяет наметить восходящую ветвь эволюции от кварц-полевошпатовых пегматитов к мусковитовым и редкометалльным, и нисходящую — от редкометалльных к хрусталеносным. Эта тенденция находит выражение в изменении степени сложности внутреннего строения и состава пегматитовых тел (табл. 2).

Таблица 2

Характеристика внутреннего строения пегматитов различных формаций

Сопоставляемые параметры	Формации пегматитов			
	кварц-полевошпатовых	мусковитовых	редкометалльных	хрусталеносных
Количество зон	2—3	3—5	6—10	3—5
Количество минеральных видов	5—10	10—15	45—50	15—25
Количество элементов	10—15	15—20	35—40	15—18

Каждая формация гранитных пегматитов обладает внутренней неоднородностью, допускающей разделение отнесенных к ней пегматитов на ряд разновидностей, причем все формации при делении их по возрастному принципу в качестве наиболее ранних членов имеют кварц-полевошпатовые безрудные пегматиты (Родионов, 1965). В формации мусковитовых пегматитов после кварц-полевошпатовой разновидности следует собственно мусковитовая, а затем редкометалльно-мусковитовая (бериллоносная). Самыми поздними в этой формации являются хрусталеносные мусковитовые пегматиты (Шмакин, 1969). Аналогичная последовательность обнаруживается и в формации редкометалльных пегматитов (Кузменко, Солодов, 1965; Таланцев, 1971а). В крайних формациях всего ряда гранитных пегматитов (кварц-полевошпатовой и хрусталеносной) эта тенденция также проявляется, но в менее четком виде. Таким образом, внутри каждой формации возможно выделение нескольких сменяющих друг друга во времени субформаций, повторяющих общую последовательность формационного ряда. Кроме того, внутри каждой формации возможно выделение параллельных ветвей по преобладающему типу полевого шпата (например, олигоклазовые и микроклиновые пегматиты мусковитовой формации). Возникновение пегматитов той или иной ветви связано с щелочной специализацией материнского очага.

Изменение глубинности формирования пегматитов от кварц-полевошпатовых к хрусталеносным одновременно со снижением внешнего давления отражает переход их составов от эвтектических, свойственных кварц-полевошпатовым пегматитам (Шуркин и др., 1962; Никаноров, 1971) к «анхизвтектическим», присущим редкометальным и хрусталеносным пегматитам (Гинзбург, 1972). Следствием этого явления служит повышение начальной температуры кристаллизации с $470-550^{\circ}\text{C}$ у кварц-полевошпатовых пегматитов (Никаноров, Михайлов, 1964а; Никаноров, 1971) до $700-800^{\circ}\text{C}$ у хрусталеносных (Базаров, 1968) и увеличение ширины интервала кристаллизации с $0-60$ до $160-240^{\circ}\text{C}$ (для зонообразующих парагенезисов). Сопоставление температур и давлений, контролирующих формирование пегматитов кварц-полевошпатовой и хрусталеносной формаций, приводит к выводу о возможности выделения формаций с высокими ($5/1-8/1$ для кварц-полевошпатовых и мусковитовых пегматитов) и формаций с низкими ($1/2-2/1$ для хрусталеносных и, возможно, редкометальных пегматитов) значениями P/T . Взаимосвязь температур кристаллизации пегматитов с параметрами среды объясняет приуроченность кварц-полевошпатовых и мусковитовых пегматитов к областям метаморфизма, которым свойственны умеренно-высокие величины P/T — дистен-силлиманитовый тип метаморфизма (Винклер, 1969; Мияширо, 1972), а редкометальных — к метаморфическим поясам с низкими значениями P/T — андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма. Поскольку высокие значения P/T свойственны главным образом древним метаморфическим толщам, а низкие величины — более молодым складчатым областям, так же как и интрузии хрусталеносных гранитов, естественно, что контролируемые ими пегматиты распределяются во времени аналогичным образом.

Уменьшение глубинности образования пегматитов сопровождается не только повышением температуры их кристаллизации, но одновременно приближением средних уровней локализации к источнику пегматитообразующего материала — материнскому очагу. У кварц-полевошпатовых и мусковитовых пегматитов материнские очаги не известны. По расчетным данным (Никаноров, 1971), расстояние от предполагаемого очага до уровня локализации, при термическом градиенте 50 град./км составляет около 1 км, а при более пологих градиентах — значительно больше. Редкометальные пегматиты, как правило, располагаются в экзоконтакте материнских гранитов (Солодов, 1971), реже — непосредственно в эндоконтактной их зоне (Леонтьев, 1965). Подавляющее большинство хрусталеносных пегматитов залегает непосредственно в материнских гранитах (Соколов, Осинский, 1969).

Эта закономерность также определяется соотношением параметров среды и свойств пегматитообразующих расплавов. В метаморфических поясах докембрия, где имел место равномерный прогрев метаморфических толщ, о чем свидетельствует широкое площадное распространение пород, метаморфизованных в условиях одной фации (Глебовицкий и др., 1971), существовали пологие горизонтальные (а, возможно, и вертикальные) термические градиенты, не испытывавшие значительных колебаний во времени. Очевидно, что давления в глубинных зонах также отличались стабильностью. В этих условиях пегматитовые расплавы, даже близких к эвтектике составов, могли мигрировать на относительно большие расстояния, не испытывая фазовых переходов. Видимо, именно этой причиной, наряду с близостью пегматитовых расплавов к эвтектическим, объясняется слабо выраженная зональность пегматитовых полей у кварц-полевошпатовых и мусковитовых пегматитов.

В более молодых поясах, с крутыми градиентами температур и давлений, значительными их изменениями во времени, расплавы с широким интервалом кристаллизации и возможным благодаря «анхизвтектичности

составов» перегревом, не могли мигрировать на сколько-нибудь значительные расстояния. В этих условиях даже незначительное понижение давления вызывало отделение воды от расплава и, как следствие, потерю тепла (300—100 кал./г отделившейся воды; Кадик и др., 1971) и переход части расплава в твердую фазу. Перемещаясь в неоднородном температурно-барическом поле, расплавы сбрасывали в первую очередь наиболее тугоплавкую часть в виде кварц-полевошпатовых пегматитов, затем более легкоплавкую в виде мусковитовых альбит-сподуменовых и т. д., формируя пегматитовые поля и «пучки» (Солодов, 1971).

В зонах образования хрусталеносных пегматитов температуры вмещающих гранитные интрузивы пород были настолько низкими, что пегматитовые расплавы, насыщенные летучими и потому чутко реагировавшие на изменение внешнего давления и температуры, могли перемещаться только в пределах апикальных частей интрузивов и в узкой полосе достаточно прогретых пород в экзоконтакте.

Выводы

1. Гранитные пегматиты, будучи производными процессов дифференциации в магматических и метаморфических системах (остаточные расплавы, дифференциальный анатексис, метаморфическая дифференциация) фиксируют в виде отчетливо выраженной зональности проявления процесса дифференциации на самых различных уровнях: от отдельных пегматитовых тел до пегматитовых провинций и поясов.

2. Основной особенностью процесса дифференциации гранитных пегматитов является его единая направленность и повторяемость аналогичных этапов на всех уровнях в пространственном и временном плане. Последовательность этапов становления отдельного полнодифференцированного пегматитового тела дает представление о развитии всего ряда гранитных пегматитов, не только повторяя их эволюцию, но и предвывая ее (последовательность зон в телах протерозойских пегматитов разворачивается в эволюции всего ряда гранитных пегматитов в последующие эпохи). В этом смысле эволюция гранитных пегматитов наиболее убедительно подтверждает применимость биогенетического закона Геккеля—Мюллера к интерпретации эволюции геологических процессов в том его виде, который сформулировал Д. В. Рундквист (1965).

3. Формационное деление гранитных пегматитов отражает объективные закономерности их эволюции: тенденцию к созданию все более сложных систем и стремление к выделению внутри каждой системы простейших, в идеале — мономинеральных единиц.

4. Формации гранитных пегматитов представляют собой типичные гомологические ряды, разворачивающиеся в закономерной последовательности субформаций. Внутри формаций возможно выделение параллельных ветвей (например, микроклиновых — калиевых и плагиоклазовых — натровых пегматитов) без нарушения единства в построении всей системы формационных рядов.

5. Процессы дифференциации в гранитных пегматитах имеют энергетическую основу и отражают взаимодействие изменяющихся во времени параметров среды и пегматитообразующих расплавов. Эволюция гранитных пегматитов тем самым может рассматриваться как отображение общей энергетической эволюции земной коры и частных ее проявлений (Ронов, 1964).

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Новое о взаимоотношениях воды и силикатной магмы в глубинах Земли

За последние 10—12 лет благодаря значительному росту экспериментальной техники были получены новые данные, позволяющие с иных позиций рассмотреть некоторые стороны генезиса пегматитов.

Наиболее важным в понимании пегматитового процесса является установленный еще в конце 50-х годов факт обязательного изначального присутствия в гранитном расплаве довольно больших (до 4% всего расплава) количеств воды (Петров, 1972). Еще в 30-е годы А. Е. Ферсман (1940) предполагал, что рождение пегматитовых жил связано с «остаточной» гранитной магмой, особенно обогащенной водой. В настоящее время, когда известно, что любая гранитная магма обязательно обогащена водой, не приходится предполагать существования специфической пегматитовой остаточной магмы. Надо думать, что пегматит в определенных условиях может дать любая гранитная магма (Петров, 1969).

Вторым очень существенным обстоятельством, позволяющим во многом понять условия образования пегматитовых жил, является появление новых данных о взаимоотношениях воды и силикатов при высоких давлениях и температурах. Первые данные на этот счет были получены еще в конце 30-х годов Р. У. Горансоном. Результаты опытов Горансона, в силу их незавершенности, толковались различно, исходя из предположения об отсутствии смесимости между водой и силикатами не только в условиях относительно низких давлений, но и вообще при любых температурах и давлениях. Это привело к предположению о немагматическом (или только частично магматическом) генезисе пегматитовых жил.

Огромные трудности, стоящие перед исследователями, изучающими поведение воды в условиях высоких температур и давлений, привели к тому, что опыты Горансона могли быть повторены только через 25 лет. В 1962 г. Д. Кеннеди с сотрудниками (Kennedy et al., 1962) показали, что вода и кремниевая кислота смешиваются во всех пропорциях, давая единую однородную смесь при относительно невысоких значениях P/T , а именно при $P = 9.7$ кбар и $T = 1080^\circ\text{C}$. Первоначально данные Д. Кеннеди были приняты скептически и вызвали довольно значительную критику, хотя в последующем была показана справедливость основных положений этой работы. Остались, однако, некоторые сомнения в толковании положения на диаграммах $P-T$ тройной точки: высказывалось, в частности, предположение о ее более высоких параметрах. Было показано, что полная смесимость воды и кремнекислоты происходит при $P = 18$ кбар, позднее дана оценка этой величины в 13 кбар (Luth, 1969). Существование же полной смесимости кремнекислоты и воды, равно как воды и силикатов вообще, сейчас уже не вызывает сомнения.

Для суждений о геологических явлениях в недрах Земли этот факт крайне важен, ибо позволяет считать невозможным и любые глубинные процессы, идущие с участием свободной водной (флюидной) фазы, так как такая фаза не может существовать в тех $P-T$ условиях, когда достигается полная смесимость воды и силиката.

Изучение флюидосодержащих силикатных систем вызывает определенные трудности даже для современной лабораторной техники, поэтому ни для одного из силикатов, кроме кремневой кислоты, пока еще не было достигнуто полной взаимной растворимости с водой и другими

флюидами. Однако имеющиеся данные, относящиеся к сравнительно низким давлениям, показывают, что и другие силикаты ведут себя примерно так же, как и кремнекислота. Сводка экспериментальных данных по взаимной растворимости воды и силикатов была дана недавно Н. И. Хитаровым с сотрудниками (Кадик и др., 1974). Полученные данные (рис. 1) крайне интересны, так они подтверждают сказанное выше и, кроме того, показывают важные геологические различия в растворимости кремнекислоты и других силикатов. Как видно на рис. 1, растворимость воды в полевых шпатах и нефелине большая, чем в кремнекислоте, однако наблюдается обратная картина по отношению к водному флюиду, в котором кремнекислота значительно более растворима, чем полевые шпаты.

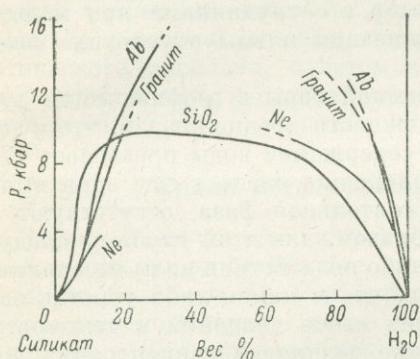


Рис. 1. Составы расплава и паровой фазы водных силикатных систем при P - T условиях солидуса. (Кадик и др., 1974).

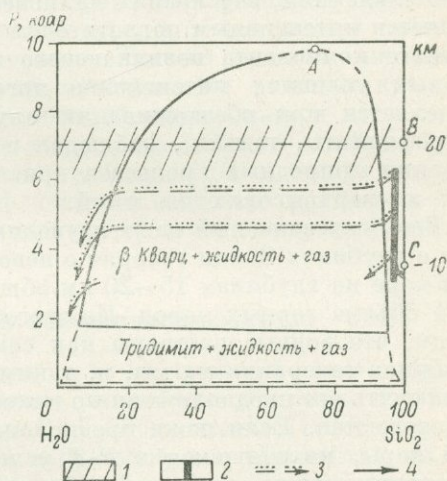


Рис. 2. Область генерации магм и направления застывания аплита и пегматита на фоне взаимоотношений кремнекислоты и воды в условиях высокого давления и температуры.

1 — нижняя граница метасоматоза; 2 — область генерации гранитной магмы; 3 — направления кристаллизации пегматита; 4 — направление кристаллизации аплита. Точки А, В, С характеризуются следующими термодинамическими условиями (соответственно): $T=1080, 900, 300^\circ\text{C}$; $P=9, 7, 6-8, 3$ кбар. Диаграмма составлена по данным Г. К. Кеннеди и др. (Kennedy et al., 1962).

Дальнейшее рассмотрение особенностей взаимодействия воды и силиката удобнее вести на основе рис. 2, который представляет собой копию оригинальной диаграммы Д. Кеннеди, где экспериментальные данные сопоставлены с геологическими условиями, господствующими в земной коре. Конечно, такое сопоставление может быть сделано только условно, так как температура и давление в недрах Земли постепенно повышаются от нуля до очень больших величин, тогда как на диаграмме Д. Кеннеди предусмотрено изменение только давления, при постоянной температуре — около 1000°C и выше. Кроме того, наиболее высокое значение температура приобретает при низких давлениях, а по мере его повышения и увеличения взаимного растворения воды и кремнекислоты температура постепенно снижается. Так, например, совпадение значений давлений и температур в предполагаемых недрах и установленных на диаграмме имеет место для глубин порядка 20 км, тогда как для меньших глубин температура на диаграмме выше, чем в недрах.

Как показывает диаграмма, генерирующая магма резко недосыщена водой. Опытами Х. Винклера и Х. Платена (1968) установлено, что эвтектический гранитный состав выплавляется только на первых этапах процесса. Последующее даже небольшое повышение температуры ведет

к изменению состава выплавленного продукта и к особенно сильной недосыщенности расплава водой. Общее поглощение водной фазы палингенным расплавом в опытах фон Платена составляло более 17% всего веса расплава. По всей вероятности, в глубинах не могло находиться такого большого количества воды, следовательно, вода в магматическом расплаве будет резко дефицитна. О дефиците воды в магматическом расплаве говорит К. В. Бэрнем (1970) в известной работе по гидротермальным флюидам. На огромный дефицит воды в палингенных магмах обратили также внимание и Н. И. Хитаров с соавторами (Кадик и др., 1971). По их представлениям, в условиях палингенеза при давлениях 4—6 кбар магма является интенсивным поглотителем водного флюида, как наиболее дефицитного компонента возникающего эвтектического расплава. В лабораторных условиях интенсивное поглощение расплавом воды, которая выделяется при обезвоживании внутри среды, передающей давление (пирофиллиты, тальки), наблюдал и автор с сотрудниками при моделировании природных процессов кристаллизации магмы в условиях высоких и сверхвысоких давлений.

Весь повседневный опыт изучения земной коры и геофизические данные о глубинах Земли говорят о невозможности предположить, что в земной коре на глубинах 15—20 км общее содержание воды превышает 17—18% объема горных пород. Из этого положения следует еще один вывод о том, что водные растворы как самостоятельная фаза, отсутствуют на глубинах генерации магмы, и, таким образом, для этой глубины следует исключить все предположения о каком-либо воздействии воды на силикатное вещество. Если даже предположить, что в каком-либо участке земной коры, находящемся в *P-T* условиях выше давлений и температур генерации магмы, по какой-либо причине возникает концентрация водной фазы, то она немедленно начнет действовать на прилегающие к этой фазе части силиката или плавень, и сразу возникнет палингенная магма. Процесс образования магмы будет продолжаться до тех пор, пока не исчерпается вся водная фаза, так как предположить исчерпание силиката невозможно. Приведенные выше рассуждения позволяют говорить, что появившаяся палингенная магма является единственной жидкой фазой уже на глубинах ее генерации и эти глубины можно рассматривать как нижнюю границу метасоматических процессов. Ожидать появления водных растворов и метасоматоза можно только выше этой границы, где возможно застывание магмы и отделение от нее водных растворов, или, точнее, в тех условиях, когда растворимость воды в силикатах резко снизится и свободная вода не сможет быть целиком растворена в силикате.

Аплитовое и пегматитовое направления остывания магмы

В настоящее время все большее и большее число специалистов возвращается к представлениям А. Е. Ферсмана об изначальной магматической природе пегматитовых жил, поскольку приведенные выше материалы говорят об относительно малой реальности предположений о генезисе пегматитовых жил в результате только метасоматических процессов. Однако в отличие от представлений А. Е. Ферсмана следует предполагать, что пегматит может дать не некоторый гипотетический «остаточный расплав», а обычная гранитная магма, которая содержит 2—4% воды. Этой воды, как показали расчеты Р. Джанса и К. Бэрнема (Jahns, Burnham, 1969), должно хватить на формирование обычных пегматитовых жил. Они показали, что при содержании 4% воды в шаровом магматическом теле формируется пегматитовая жила, в которой центральная часть,

имеющая разные пегматитовые структуры, занимает не менее половины ее диаметра.

Кристаллизация обычного гранита, аплита и пегматита, таким образом, может идти из одной и той же магмы, но в совершенно различных условиях. Гранит или аплит кристаллизуются тогда, когда гранитная магма попадает в условия, где возможно отделение воды от остывающего интрузивного тела. В тех же случаях, когда водный флюид не находит выхода из магматического бассейна, идет пегматитовая кристаллизация. Оба эти направления — аплитовое и пегматитовое — показаны стрелками на рис. 2. Характерно, что аплитовый и гранитный расплавы полностью остывают при достаточно высокой температуре, в общем равной температуре кристаллизации гранитного расплава. Тот же расплав, лишенный возможности отдать воду в окружающее пространство, начинает кристаллизоваться из магмы. Затем кристаллизация продолжается из водного флюида вплоть до довольно низких температур. Такой двойственный характер образования пегматитовой жилы — на первых этапах из магматического расплава, а затем из флюидного (водного) раствора — позволяет объяснить и особенности ее структуры и зональность, что будет рассмотрено ниже.

Фаши метаморфизма и пегматитообразование

Зависимость состава пегматитовых тел от условий метаморфизма вмещающих пород отмечалась уже давно, и наиболее отчетливо это было сформулировано А. И. Гинзбургом и Г. Г. Родионовым (1960), которые показали закономерную связь типов пегматитов с глубинностью их образования. Для полного понимания процесса образования пегматитов необходимо понять причину такой связи.

На фоне обычной классификации метаморфических фаций (рис. 3) показаны области генерации гранитной магмы и временного существования интрузивной магмы, как кислой, так и основной, и область вероятного формирования пегматитовых жил. Границами этого поля на глубину служит область зарождения гранитной магмы, а в верхней части диаграммы область пегматитов постепенно переходит в гипабиссальные условия, где в гранитных телах имеются миароловые пустоты, которые отличаются от пегматитовых жил меньшими размерами и отсутствием четкой зональности.

Различия между пегматитами, формирующимися в области фаций высокого давления, от таковых же, застывающих в условиях фаций низкого давления, заключаются в конечной температуре кристаллизации пегматитового тела и состава растворов, из которых идет кристаллизация на последних стадиях формирования пегматитовой жилы. На рис. 4 дан пример эволюции мусковитового и занорышевого пегматитовых тел. Одним из главных различий в их образовании является температура вмещающих пород, которая ставит предел температурам остывания пегматита. Минимальная температура, при которой заканчивается кристаллизация ядра пегматитового тела, не может быть ниже, чем температура вмещающих пород. Второй причиной различия является давление, при котором происходит кристаллизация пегматитовых образований. Давление в первую очередь влияет на концентрацию растворенного вещества во флюидном растворе. Так, при давлении 4—6 кбар, когда идет окончательное формирование ядра мусковитовой пегматитовой жилы, содержание растворимого вещества составляет не менее 15—20% всего флюида и растворяющая способность флюида исключительно велика. При давлении 1.5—2 кбар, когда формируется занорышевый пегматит, общее количество растворенного вещества не может быть больше 5—6%, что ведет в про-

цессе кристаллизации к образованию своеобразной «усадоочной раковины», с которой можно параллелизовать занорыш.

Магматическая кристаллизация происходит в пегматитовых жилах на первом этапе ее формирования. В результате образуется зона аплита в мусковитовых пегматитах и кристаллизуются граниты, вмещающие занорышевые пегматиты (зоны А + В). При увеличении содержания водной составляющей в магматическом расплаве, что неизбежно, так как часть вещества выделяется в твердом виде, а общее количество летучих

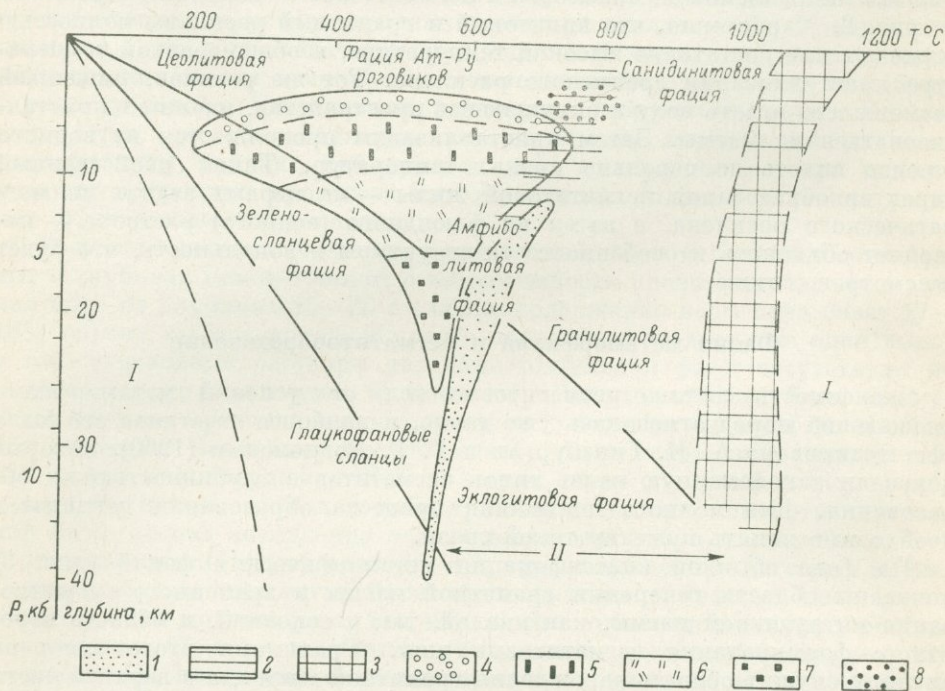


Рис. 3. Изменение типа пегматитов в зависимости от фациального характера метаморфизма.

Области условий образования: 1 — выплавки гранита, 2 — внедрившейся кислой магмы, 3 — внедрившейся основной магмы; 4—7 — пегматитов: 4 — занорышевых, 5 — редкометалльных, 6 — мусковитовых, 7 — редкоземельных; 8 — мнарол. Римскими цифрами обозначены области условий невозможных (I) и наиболее вероятных (II) в земной коре.

остаётся неизменным еще до перехода летучих во флюидную фазу, кристаллизуется зона графических образований. Причиной изменения структуры служит снижение вязкости магматического расплава, в связи с чем делается возможной кристаллизация от стенок (крустификационная кристаллизация), что имеет место в зоне «графики», а не кристаллизация в массе расплава, которая дает гипидиоморфнозернистую структуру аплитовой зоны. Пока нет оснований предполагать резкое снижение температур кристаллизации графической зоны.

Следующая зона — зона пегматоида — явно кристаллизуется уже из флюида. Причем сейчас мы можем указать причину кристаллизации именно такой зоны, а не более сложной породы. На рис. 1 было показано, что в водном флюиде полевошпатовая составляющая показывает гораздо меньшую растворимость, чем растворимость кварца. Поэтому первой кристаллизуется именно эта плохо растворимая составляющая и только потом идет кристаллизация кварцевого ядра (F—G), за которым следует кристаллизация минералов занорыша (H—L).

Крайне интересно разобрать причину кристаллизации мусковита. Взаимоотношения мусковита и ортоклаза рассматривались различными исследователями. Условия их равновесия разбирались на примере ряда весьма интересных диаграмм, однако точных данных здесь пока еще

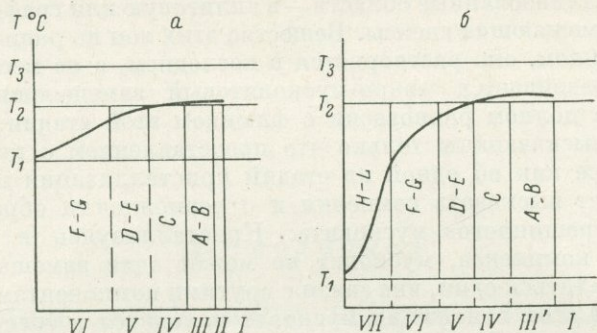


Рис. 4. Различия тепловой истории мусковитовых (а) и занорышевых (б) пегматитов в процессе их формирования.

I — экзоконтактовая зона вмещающих пород; II — область ассимиляции; III—VII — зоны пегматита: III — аплитовая, III' — гранитная, IV — графическая, V — пегматоидная, VI — кварцевое ядро, VII — занорышей. А, В, С и т. д. — геофазы А. Е. Ферсмана (1940). Температуры: T_1 — вмещающих пород, T_2 — кристаллизации гранита, T_3 — внедрение магмы. Жирными линиями показан характер изменения температуры в процессе кристаллизации пегматита.

не очень много. Представляются интересными данные, опубликованные в 1972 г. немецкими петрографами Б. Шторре и Е. Каротке (Storre, Karotke, 1972), показывающие, что ортоклаз-кварцевая ассоциация должна рассматриваться как ассоциация низких давлений и высоких температур (рис. 5). Примерное положение мусковитовых пегматитов показано на рис. 5 жирной линией с обозначением М, а занорышевого пегматита — с обозначением З. На диаграмме видно, что смена ассоциации ортоклаз—кварц на ассоциацию кварц—мусковит в мусковитовых пегматитах наступает при температурах на $120\text{--}150^\circ\text{C}$ выше, чем в занорышевых. На этом основании, во-первых, в мусковитовых пегматитах происходит более совершенная кристаллизация мусковита при больших количествах самого минерала, в то время как в процессе длительной кристаллизации полевошпатовой ассоциации в занорышевых пегматитах флюид

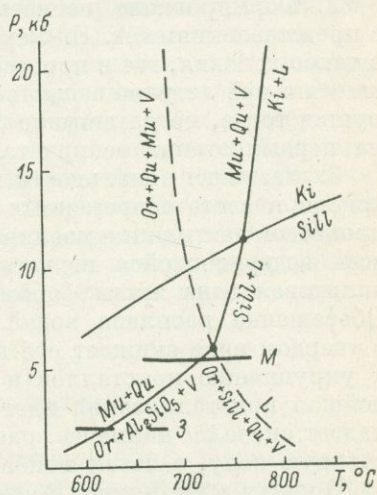


Рис. 5. Условия кристаллизации мусковита и ортоклаза в мусковитовых (М) и занорышевых (З) пегматитовых жилах.

Условия равновесия приводятся по Б. Шторре и Е. Каротке (Storre, Karotke, 1972).

почти полностью израсходуется весь калий и глинозем и на кристаллизацию мусковита материала практически не останется. Во-вторых, этап конца кристаллизации пегматоида и начала кристаллизации ядра в мусковитовых пегматитах относительно растянуты во времени. На приводимой диаграмме эти P - T условия как раз и являются областью наиболее интенсивной кристаллизации мусковит-кварцевой ассоциации.

Выделение в конце кристаллизации пегматитового расплава кварц-мусковитовой составляющей позволяет нам более детально рассмотреть

кристаллизацию кварц-мусковитового замещающего комплекса. В полном согласии с Р. Джансом и К. Бэрнемом (Jahns, Burnham, 1969) мы рассматриваем его как метасоматическое образование, возникающее в случае попадания остаточного расплава этого типа (т. е. этих $P-T$ условий) в ранее закристаллизованные области — в аплитовую или графическую зоны, а иногда и во вмещающие гнейсы. Вещество этих зон не равновесно с внедрившимся флюидом, оно растворяется в последнем, а на месте растворенной породы развивается кварц-мусковитовый замещающий комплекс, находящийся в полном равновесии с флюидом этой стадии.

В связи с высказанным только что представлением о кварц-мусковитовом комплексе как об одной из стадий кристаллизации пегматитового флюида, следует высказать сомнения и о возможности образования так называемого «трещинного» мусковита. Кристаллизуясь в виде кварц-мусковитового комплекса, мусковит не может один замещать минералы пегматита: выделяться один, вне связи с другими компонентами комплекса, он не может. В этом отношении мусковит находится в совершенно иных условиях, чем кварц. Выделяясь один в кварцевом ядре, кварц из тех же флюидов в состоянии образовывать и мономинеральные «замещающие комплексы» и давать такие образования как апографические структуры, в которых кварц замещает ранее выделившийся полевой шпат.

Выводы

1. Обязательное присутствие воды в гранитных магмах позволяет предполагать образование пегматитовых жил за счет обычной гранитной магмы, а не специфических порций остаточной магмы, обогащенной водой.

2. Формирование пегматитовых жил идет в полном соответствии с представлениями А. Е. Ферсмана, если гранитная магма будет внедрена в такие условия, где в процессе ее отвердевания сохраняются все содержащиеся в ней летучие вещества. В противоположность этому аплит формируется тогда, когда летучие (в первую очередь вода) из магмы удаляются на первых этапах ее кристаллизации.

3. Развитие зональности пегматитовых жил вполне может быть объяснено в свете современных данных о соотношениях воды и силиката процессом застывания изолированной порции магмы при сохранении в ней всей содержавшейся первоначально порции летучих веществ. Краевая аплитовая зона жилы формируется в результате мажмакристаллизации. Обогащение расплава водой в результате выделения части вещества в твердом виде снижает его вязкость, облегчает кристаллизацию и ведет к укрупнению кристаллов и выделению графического пегматита. Дальнейшая кристаллизация идет уже из водного раствора, из которого выпадает сначала наименее растворимый полевой шпат, формируя пегматоидную зону, а затем наиболее растворимый кварц, образующий ядро.

В низах земной коры в условиях высоких давлений, где растворимость кремнекислоты весьма велика, за счет концентрированного флюидного раствора формируется сплошное кварцевое ядро. В верхних горизонтах земной коры, где в остаточных растворах концентрация кремнекислоты гораздо ниже, возникает ядро с занорышем.

4. Характер минералообразования в жиле очень четко зависит от условий кристаллизации, что в значительной степени определяется условиями метаморфизма тех пород, в которые внедрилась и где застывала пегматитовая жила.

5. Мусковитоносность пегматитов определяется $P-T$ условиями, господствующими в процессе кристаллизации главной массы вещества жилы. Наибольшее обогащение пегматитовых жил мусковитом имеет место в условиях амфиболитовой фации глубинности.

II. ГЕНЕЗИС МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Г. Г. РОДИОНОВ

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ПЕГМАТИТОВ

Проблема генезиса пегматитов до настоящего времени остается дискуссионной. Координальное значение в ней имеет вопрос о роли магматической кристаллизации и метасоматоза при формировании крупнозернистых и гигантозернистых агрегатов минералов и их закономерных графических сростаний. Именно в этой области взгляды исследователей наиболее резко различаются.

Последователи А. Е. Ферсмана продолжают развивать его представления, ставшие в большой мере классическими, о пегматитах как о продуктах кристаллизации магмы, насыщенной летучими компонентами. Противники этих представлений вслед за Д. С. Коржинским, А. Н. Заварицким, В. Шаллером, К. Ландесом и другими признают главенствующую роль процессов метасоматоза и перекристаллизации. Напомним, что критика магматической теории пегматитообразования опиралась на данные Р. Горансона об ограниченной растворимости воды в расплаве, что исключало возможность образования остаточной «водогенной» магмы.

Современный период исследований характеризуется новым оживлением дискуссии как в теоретическом аспекте, так и в связи с накоплением новых данных о геологических соотношениях различных пегматитовых образований. Последние, как представляется, не всегда учитываются с должной полнотой, что нередко придает обсуждению генезиса пегматитов умозрительный характер.

Гетерогенный характер пегматитов

Материалы наблюдений автора и анализ литературных данных позволяет отстаивать представление о гетерогенном характере пегматитов, если к последним относить все различные крупнозернистые образования, сходные по составу с родоначальными гранитами, но сложенные различающимися парагенезисами и имеющие разное строение жильных тел. Самые ранние из них — плагиоклазовые пегматиты — продукты натриевого метасоматоза магматической стадии процесса. Образование крупных порфиробласт плагиоклаза — наиболее легко замечаемое его проявление. При полном развитии процесса натриевого метасоматоза создается метасоматическая зональность с колонкой: центральная зона гигантских выделений плагиоклаза, окаймляющая зона крупнозернистых пород плагиоклаз-биотитового состава, зона грубозернистых образований плагиоклаз-биотит-кварцевого состава и, наконец, зона замещаемой породы — плагиоклазовых гранитов или гнейсов.

С породами последней фазы магматической деятельности — плагиоклаз-микроклиновыми гранитами и пегматитами — связаны явления широко распространенного калиевого метасоматоза, развивающегося по плагиоклазовым пегматитам, в результате чего возникает метасоматическая колонка: микроклин (центральная зона), микроклин и плагиоклаз, микроклин-плагиоклаз-кварц (внешняя зона).

Процессы аутометасоматического кварц-мусковитового и кварцевого замещения, широко распространенные в пегматитах, разрушают крупные индивиды полевых шпатов и усложняют строение пегматитовых тел, но никогда не определяют их основного состава и строения, т. е. не создают особых типов пегматитов. Пегматиты метасоматического образования лишены зон письменного гранита, кварцевых ядер жильных тел. Все эти вместе взятые признаки определяют своеобразный облик метасоматических пегматитов.

Но существуют и другие пегматиты — магматические. Они составляют другую группу пород, слагающих тела характерного строения: с кварцевыми ядрами, с зонами крупной пегматоидной слюды, с зонами графических пегматитов — это собственно пегматиты, на изучении которых и строились известные представления А. Е. Ферсмана.

Природа выше охарактеризованных метасоматических пегматитов никем не оспаривается, несмотря на то что они все еще плохо изучены, существование же магматических пегматитов признается далеко не всеми. Поскольку это не только наиболее загадочные, но и наиболее ценные в промышленном отношении пегматиты, их изучение особенно интересно как в теоретическом, так и в прикладном отношении. Именно они и рассматриваются в настоящей статье.

Ниже будут приведены факты, собранные многими исследователями, бесспорно свидетельствующие о магматическом образовании зональных пегматитов с кварцевыми ядрами, и рассмотрены причины, определяющие рост крупных минеральных индивидов.

Последовательность формирования минеральных ассоциаций

Процесс формирования пегматитов каждого данного жильного тела сложен и во многом зависит от режима и времени формирования вмещающей полости. В одних телах отсутствуют поздние минеральные ассоциации, в других — ранние. Поэтому, изучая общую последовательность развития, естественно рассматривать те пегматитовые тела, в которых наиболее полно представлена зональность, образованная минеральными ассоциациями магматической стадии процесса, и, напротив, получили меньшее развитие ассоциации пневматолито-гидротермальной стадии, связанные с альбитизацией, грейзенизацией и пр.

Общая последовательность образований минеральных ассоциаций, если не учитывать зон или участков выделений метасоматического происхождения (кварц-мусковитовых, кварцевых, альбитовых), в настоящее время установлена в следующем виде (Родионов, 1959; Менерт, 1971): краевая зона пегматитов гранитной структуры, зона графических пегматитов, зона мономинеральных выделений полевого шпата, зона мусковита или редкометаллических минералов — сподумена, берилла и пр., которая часто выпадает, кварцевая ось жилы (рис. 1, а, см. вклейку). Между зонами графических пегматитов и мономинеральной — полевошпатовой — нет никаких промежуточных образований (апографических или сегрегационных пегматитов), как это ранее предполагалось (рис. 1, б, в). Переход этот резкий и часто определяется прекращением роста кварцевых вростков в блоках полевого шпата, продолжающих свой рост в мономинеральной зоне.

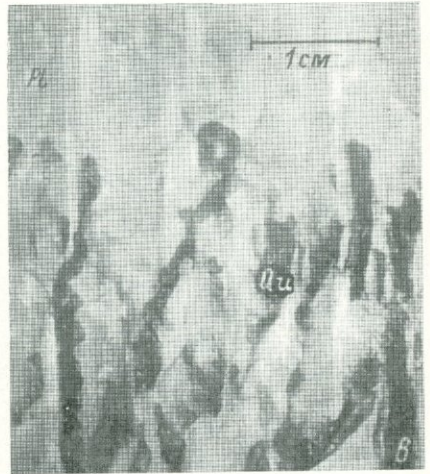
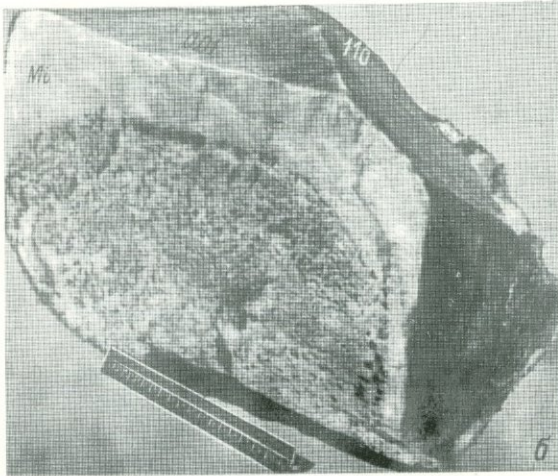
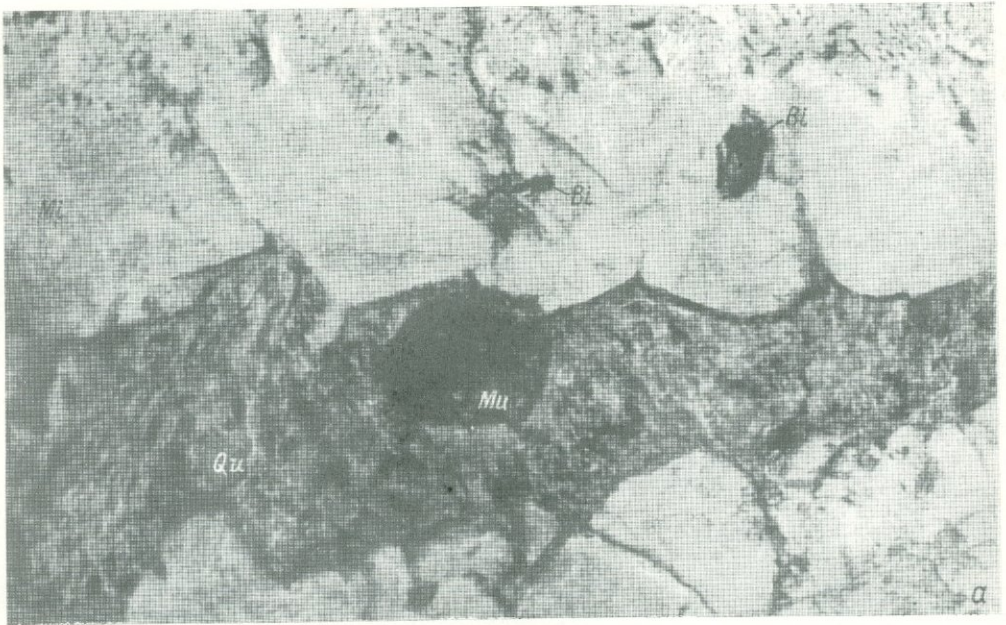


Рис. 1. Соотношение графических и блоковых пегматитов в зональной жиле (а) и в отдельных кристаллах полевого шпата (б, в).

Для общей характеристики последовательности минералообразования следует добавить, что во время появления полевошпатовых зон, сложенных обычно микроклином, в краевых плагиоклазовых зонах развивается микроклинизация — образование порфиробласт микроклина, отмеченная многими исследователями, особенно в мусковитовых пегматитах. Это свидетельствует о появлении газовой фазы, равновесной с расплавом, производящей аутометасоматическое замещение в пегматитах. Отмечались также более поздние продукты кварц-мусковитового замещения (Петровская, 1937, 1940), одновременного образованию зоны мусковита. В редкометальных пегматитах развиты кварц-сподуменовые агрегаты — продукты литиевого метасоматоза, и, наконец, для всех пегматитов характерны явления кварцевого замещения. Широко известные продукты метасоматических процессов альбитизации, грейзенизации и пр. образовались позднее в открытой системе под влиянием вновь поступающих растворов, зоны их концентраций пересекают все ранее образованные элементы структур пегматитовых тел.

Таковы хорошо установленные важнейшие факты, на основании которых и следует строить модель процессов кристаллизации в пегматитах.

Некоторые доказательства магматического образования пегматитов

Факторы, свидетельствующие о магматическом образовании пегматитов, разнохарактерны по своей природе и достаточно многочисленны.

Особенности расположения крупных кристаллов полевых шпатов, хорошо образованные головки которых вдаются в осевую зону пегматитовых тел (рис. 1, а), свидетельствуют о том, что, подчиняясь геометрическому отбору, такие кристаллы росли на стенках магматической камеры в сторону питающего их расплава (Родионов, 1959).

Замечено также, что от зон, сложенных полевыми шпатами, а также от скоплений слюды и кварца в осевых частях пегматитовых тел отходят ответвления, пересекающие более ранние зоны, что невозможно при образовании пегматитов путем перекристаллизации.

Представления об образовании пегматитов при кристаллизации расплава находят веское подтверждение в современных данных термометрии. А. С. Никаноровым и др. (1971), Г. Г. Родионовым и Е. Н. Калугиным (Родионов и др., 1972а) установлено закономерное изменение температуры образования минералов от контактов пегматитовых тел к их осевым зонам, сложенным кварцем (табл. 1), что не может быть объяснено последующим перерождением пегматитов при перекристаллизации или метасоматозе.

Таблица 1

Температура образования пегматитов

Формация пегматитов	P _{H₂O} , кбар	Температура образования, °С			
		родоначальных гранитов	графических пегматитов	блоков микроклина	кварца периферических частей ядер
Мусковитовая (больших глубин *)	6—8	550—610	510	540	480—530
Редкометальная	3—5	625—650	650	700	555—570
Хрусталеносная (относительно малых глубин)	2.0—3.0	650—880	780	830	620—680

* Данные Б. М. Шмакина и В. М. Макагона (1972).

Наименьшие температуры образования имели графические пегматиты — продукт эвтектической кристаллизации. Образование зоны микроклина сопровождалось четко отмечающейся всеми методами температурной инверсией, что возможно только при магматической кристаллизации. Об этом же свидетельствуют более высокие температуры кристаллизации графических пегматитов (табл. 1), образующихся при относительно более низких давлениях, что находится в строгом соответствии с экспериментальными данными.

Высокие температуры образования (до 700° С), доказанные современными методами термометрии, совпадение их с экспериментальными данными — все это свидетельствует о кристаллизации пегматитов из магматического расплава.

Особенности пегматитового расплава

Какие же свойства расплава обеспечивают особенности образования пегматитов, какова же пегматитовая магма? Известно, что для наиболее глубоких мусковитовых пегматитов характерно обилие водных силикатов, для пегматитов средних глубин — минералов лития, бериллия, цезия, тантала, бора, фосфора, марганца (Гинзбург, 1965), а для пегматитов относительно малых глубин — хрусталеносных: кварца, флюорита.

Роль воды и всех этих элементов, конечно, определяет особенности пегматитового расплава, но далеко не полностью, и главным образом в отношении их полезной минерализации (появление мусковита, сподумена, берилла и пр.).

Большинство же тел (до 95%), даже в пределах наиболее богатых этими полезными компонентами пегматитовых полей, не имеют ни слюд, ни минералов, содержащих редкие металлы. Между тем, такие тела сложены пегматитами со всеми их типичными признаками — наличием графических сростаний кварца и полевых шпатов, наличием блоковых пегматитов, кварцевых ядер, образующих характерную зональность. Такие пегматиты не содержат явных признаков повышенной концентрации воды и других летучих компонентов в большей мере, чем это характерно для родственных гранитов. Следовательно, появление крупнозернистых пород, тех, которые мы и называем пегматитами, определяется не наличием летучих соединений (в традиционном понимании), а другими причинами.

Анализ особенностей минерального состава пегматитов приводит к выводу, что решающую роль в образовании крупнозернистых минеральных агрегатов играют щелочи и особенно натрий и калий. Эти элементы являются наиболее мобильными компонентами в процессах гранитизации и образования метаморфических пегматитов (Менерт, 1971). Есть основания полагать, что при магматической кристаллизации их соединения обладают свойствами летучих веществ. Об этом свидетельствует следующее: замечено, что калийсодержащие минералы — микроклин и мусковит — сосредоточены в верхних частях пегматитовых тел, определяя вертикальную зональность, у куполообразных изгибов их висячих контактов, в «карманах» и пр. Ведущая роль щелочей в формировании пегматитов обнаруживается при сравнении химических составов материнских гранитов и одновременных парагенетических ассоциаций пегматитов.

Для этой цели взяты родственные плагиоклаз-микроклиновые граниты и пегматиты Мамского района. Граниты этого типа имеют следующий средний минеральный состав (Родионов и др., 1972а): микроклин — 36%, плагиоклаз № 23 — 28—31%, кварц — 26%, слюды — 6.3%, прочие минералы — 0.6%. Химический состав этих гранитов по данным различных авторов приведен в табл. 2.

Химический состав плагиоклаз-микроклиновых гранитов
и пегматитов Мамского района

Компоненты	Граниты			Пегматиты		
	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	72.15	71.36	71.86	73.40	72.40	71.45
TiO ₂	0.13	0.39	0.10	0.07	0.14	0.02
Al ₂ O ₃	15.40	15.39	15.39	16.29	16.87	15.50
Fe ₂ O ₃	0.40	0.53	0.38	0.34	0.28	0.27
FeO	0.99	1.72	0.76	0.32	1.03	0.18
MnO	0.02	0.06	0.01	0.01	0.01	—
MgO	0.30	0.47	0.40	0.08	0.03	0.15
CaO	1.47	1.37	1.54	1.29	2.23	0.40
Na ₂ O	3.32	4.18	3.06	3.10	4.76	1.95
K ₂ O	4.77	3.47	5.03	4.32	2.18	9.45
H ₂ O+п. п. п.	0.49	0.73	0.66	0.79	0.41	0.30

Примечание. Граниты: 1 — по А. Г. Бушеву (Родионов и др., 1972а), 2 — по Н. В. Петровской (1940), 3 — по А. П. Кочеву и др. (1971); пегматиты: 1 — аплитовидные приконтактовых зон (данные автора), 2 — гранитной структуры (Кочев и др., 1971), 3 — графические (данные автора).

Генетически связанные с этими гранитами пегматиты неоднородны. В околоконтактовых зонах, сложенных аплитовидными породами, наблюдаются микроклин, плагиоклаз № 28—30 и кварц, т. е. состав, близкий к составу гранитов. Зона мелкозернистых пегматитов гранитной структуры представлена плагиоклазом № 26—30 (66%), кварцем (32%) и биотитом (2%). Это образования кальциево-натриевого этапа (Гинзбург, 1960). Графические пегматиты сложены микроклином (76%) и кварцем (24%). Следующая зона представлена микроклином, к которому иногда присоединяется плагиоклаз (№ 25). В центре тел располагается кварцевое ядро. Смена этих минеральных ассоциаций по зонам пегматитовых тел, изменение мощностей зон затрудняет определение среднего химического состава пегматитового расплава, поэтому о нем можно судить только приближенно. Значительно точнее определяется химический состав пегматитов по отдельным зонам (табл. 2).

По составу минералов и их количественному соотношению, по изменению номера плагиоклаза, наконец, по изменению химического состава пегматитов отдельных зон можно видеть, что пегматиты по сравнению с гранитами обогащены щелочами, особенно калием и обеднены железом и кальцием. Так, аплитовидные пегматиты имеют химический состав, близкий к гранитному. В зоне мелкозернистых пегматитов фиксируется основное количество железа и кальция, уменьшается и количество натрия, но заметное количество его все же обнаруживается в продуктах кристаллизации соседней, более поздней зоны в виде пертитовых вростков альбита. Калий в зоне аплитовидных пегматитов содержится в том же количестве, что и в гранитах, затем, при образовании следующей зоны пегматитов гранитной структуры, калий накапливается в расплаве, наблюдаясь в твердой фазе в меньшем количестве. В зоне эвтектической кристаллизации графических пегматитов количество калия достигает 10%, а общее количество щелочей 12%. Такая эволюция состава расплава отмечалась и в ранних работах Н. В. Петровской (1940). Здесь содержание калия в расплаве приближается к той величине, которая определяет появление низкотемпературной эвтектики микроклин—кварц, как это установлено экспериментальными исследованиями К. Р. Менерта (1971). К началу

образования мономинеральных полевошпатовых зон содержание K_2O и сумма щелочей в расплаве еще более увеличивалась, о чем свидетельствует растворение ранее отложившегося кварца графических пегматитов в процессе калиевого метасоматоза, продукты которого пространственно и генетически связаны с полевошпатовыми зонами пегматитовых тел. Эти метасоматические образования показывают, как отмечалось выше, появление в системе газовой фазы щелочного состава, по отношению к которой кварц неустойчив.

Явления растворения кварца на этапе выделения микроклина относятся к фактам большого значения: они дают нам возможность судить о повышении щелочности расплава, из которого кварц перестает выделяться в твердую фазу, и, таким образом, объясняют причину появления мономинеральных полевошпатовых зон в пегматитах. По экспериментальным данным (Менерт, 1971), мономинеральные образования микроклина кристаллизуются из расплавов более богатых щелочами, чем полевой шпат, при содержании щелочей более 17%.

Сама по себе предшествующая эвтектическая кристаллизация не может привести к увеличению щелочности расплава, так как расплав и выделяющаяся твердая фаза находятся в равновесии. Без привноса щелочей процесс во многих жилах заканчивается образованием графического пегматита. И только в сравнительно небольшой части жильных тел, по-видимому за счет перераспределения летучих соединений и щелочей в соседних полостях, при благоприятной внутрирудной тектонике создаются высокие их концентрации.

Вызываемое этим падение давления происходит, вероятно, медленно и остается незначительным. Оно, по-видимому, и создает условия для притока летучих соединений, но не вызывает прекращения роста крупных индивидов минералов. Здесь происходит временное приоткрывание системы, сопровождающееся привносом вещества, после чего кристаллизация вновь совершается в закрытой системе. Об этом, в частности, свидетельствует то же суммарное количественное соотношение кварца и полевого шпата во внутренних зонах, что и в графических пегматитах. Значение внутрирудной тектоники, приоткрывания полостей и увеличение объемов последних при пегматитообразовании показаны в работах Ю. А. Долгова (1965), Р. Х. Джанса, К. В. Бэрнема (Jahns, Burnham, 1969).

В дальнейшем ходе процесса снова в закрытой системе главенствует строго закономерное последовательное выделение из расплава полевых шпатов, мусковита (сподумена, берилла) и кварца. Явление мономинеральной кристаллизации при последовательном выделении компонентов в конце магматического этапа является главной особенностью пегматитообразования. Это связанное между собой условиями образования сообщество последовательно выделяющихся минералов можно было бы назвать тендем-ассоциацией. Она присутствует в пегматитах любых формаций, образуя типоморфные ряды микроклин—мусковит—кварц, мусковит—сподумен—кварц или микроклин—берилл—кварц. Здесь порядок выделения, по-видимому, определяется степенью энергоемкости образующихся минералов (Давиденко, 1965).

Таким образом, коренное изменение в ходе процесса кристаллизации расплава, выражающееся в замене эвтектической кристаллизации последовательной кристаллизацией минералов с образованием мономинеральных зон, можно связать с изменением концентрации щелочей в расплаве. В ходе процесса твердая фаза уже не равновесна с расплавом и последний, все более теряя щелочи, постепенно становится нейтральным, образуя мусковит, а затем кислым, когда выделяется основная часть кремнекислоты путем либо прямой кристаллизации кварца, либо при метасоматическом замещении ранних полевых шпатов.

Дальнейшее развитие пегматитов в какой-то части тел связано с пневматолитовым этапом, с наложенными процессами замещения — альбитизацией, грейзенизацией при инертном поведении алюминия.

Решающее значение щелочей в эволюции пегматитового процесса показал в своих работах А. И. Гинзбург (1965).

Причины появления крупных индивидов минералов

Вызывая все эти закономерности в формировании пегматитов, щелочи и летучие компоненты косвенно определяют еще одну чрезвычайно характерную особенность — появление крупных индивидов отдельных минералов.

По последним данным Р. Х. Джанса и К. В. Бэрнема (Jahns, Burnham, 1969), образование крупных индивидов минералов связано с кристаллизацией расплава, в котором существует газовая фаза на границе с кристаллами, облегчающая усвоение ими из магмы необходимых химических компонентов.

Обогащение летучими компонентами безусловно играло определенную роль, как фактор, способствующий росту кристаллов, однако имели место и другие не менее важные явления, обеспечивающие крупнозернистое строение даже безрудных кварц-полевошпатовых пегматитов. К ним относятся: а) эвтектическая кристаллизация, б) мономинеральная последовательная кристаллизация, в) нарастание кристаллов на стенках полостей и геометрический отбор.

Как известно из экспериментальных данных (Бочвар, 1935), эвтектическая кристаллизация характеризуется высокой линейной скоростью роста выделяющихся компонентов и резким увеличением размеров кристаллов по сравнению с доэвтектической кристаллизацией. Аналогично и в пегматитах: дографические образования — мелкозернистые, графические — крупно- и гигантозернистые. Образование графических пегматитов аналогично мономинеральной кристаллизации: кварц закономерно располагается в кристаллах полевого шпата и не мешает росту последнего.

Мономинеральная кристаллизация в зонах полевого шпата, слюды и кварца происходит в условиях, наиболее благоприятных росту кристаллов: отсутствует выделение других минералов, отсутствуют помехи, связанные с этим. Но главнейшее значение имеет явление нарастания образующихся кристаллов на стенках полости (рис. 1). Это обеспечивает условия для геометрического отбора (Лемлейн, 1945). Здесь «выживают» только те кристаллы, которые ориентированы перпендикулярно плоскости контакта, другие же — ориентированные косо, разрастаясь, упираются в соседние и прекращают свой рост. Это приводит к уменьшению центров кристаллизации в тысячи раз, что видно из простого подсчета: величина индивидов в зоне пегматитов гранитовой структуры достигает 1 см^2 , а в зоне графических пегматитов 2500 см^2 ($50 \times 50 \text{ см}$) и более, следовательно из 2500 кристаллов, начавших рост на стенке полости в зоне графических пегматитов, остается только один. Один, но очень крупный! Таковы факторы, влияющие на рост минералов, значение которых можно оценить на основе геологических наблюдений.

Способ образования пегматитовой магмы

Вопрос о способе образования пегматитовой магмы занимает многих исследователей потому, что он имеет научное значение и непосредственное отношение к поискам пегматитов, содержащих многие полезные ископаемые. А. Е. Ферсман, как известно, рассматривал пегматитовую

магму как остаточную, образовавшуюся в ходе кристаллизации более ранних продуктов. Этот остаточный расплав, по его мнению, был обогащен летучими компонентами, что снижало его вязкость и определяло полезную минерализацию пегматитов. Пегматитовую магму как остаточный расплав, обогащенный летучими компонентами, рассматривали также Р. Х. Джанс и К. В. Бэрнем и многие другие, хотя все по-разному представляли механизм обогащения магмы летучими компонентами. Вывод о том, что пегматитовая магма зарождается в бассейне гранитного расплава и оттуда в готовом виде поступает во вмещающие породы, является тем общим, что объединяет всех этих исследователей.

Но такой способ часто приводил бы к образованию в гранитных массах крупных залежей пегматитов на местах обособления остаточной пегматитовой магмы, так как нельзя себе представить, что последняя всегда и полностью удалялась бы из гранитного массива. Однако в гранитных массивах наблюдаются только сравнительно мелкие шпирь и камерные пегматиты, а не их крупные залежи под куполом кровли, что делает малообоснованными представления об остаточной пегматитовой магме.

Выше мы рассмотрели особенности химического состава пегматитовой магмы, насколько их можно выявить по составу образующихся минералов, проследили особенности хода образования пегматитов. Все это дает некоторые основания для решения вопроса о происхождении пегматитового расплава. Так, имеются основания для утверждения, что появление особой пегматитовой магмы, обогащенной щелочами и летучими компонентами, происходит при выделении ее из магматического резервуара в открывающиеся трещины, вскипании расплава и движении от места выделения до вмещающей пегматиты полости под влиянием тектонических движений.

То, что пегматиты размещаются в местах разрывов толщ пород, связанных с процессами складкообразования, с послескладчатыми движениями, с контракционными разрывами отдельных зон гранитных тел, хорошо известно. Роль тектоники в размещении пегматитов показана в отечественной и зарубежной литературе.

Геологическая обстановка на месторождениях редкометалльных и хрусталеносных пегматитов, расположенных в гранитных массивах, пожалуй, наиболее наглядно свидетельствует о природе явлений. Типичная картина здесь такова (рис. 2, а): в апикальной приконтактовой части массива образуется зона горизонтов ранней кристаллизации. Она пересекается жилами пегматитов, размещающихся в контракционных и тектонических трещинах. Ниже этой зоны размещается зона гранитов, насыщенных шпировыми и камерными пегматитами. По-видимому, при развитии контракционных трещин и тектонических разрывов, в верхней зоне раскристаллизовавшихся гранитов возникают полости, т. е. области пониженного давления — причина движения расплавов. В нижележащем слое — еще не раскристаллизовавшейся магмы, под трещинами, тоже уменьшается давление и происходит магматическая ретроградная дистилляция и связанная с ней газово-гравитационная дифференциация (Николаев, Доливо-Добровольский, 1961). В результате этого в открывающиеся полости поступает магматический расплав, обогащенный летучими. Этот дистиллят и является пегматитовым расплавом. Появление его связано с протектоникой, породившей в месте выделения и движения порции расплава магматическую дифференциацию. Часть выделившихся летучих компонентов, обогащая магму, образуют шпировые пегматиты на пути их движения. По заполнению полости давление выравнивается и летучие вновь растворяются в расплаве. Картина образования пегматитовой магмы применительно к так называемым выжатым пегматитам, размещающимся в породах кровли массивов, более сложна, но в прин-

дце остается той же (рис. 2, б). Ее определяют место отделения порции расплава от магматического резервуара, путь движения по медленно открывающейся трещине во вмещающие породы. Падение давления в магматическом резервуаре у трещин вызывает ретроградное вскипание и отделение летучих из магмы; на пути движения магмы по трещине неиз-

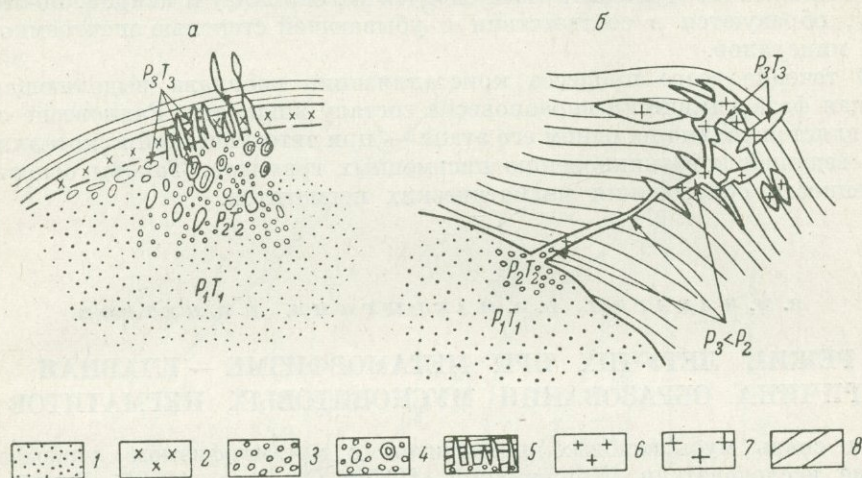


Рис. 2. Причины и способ образования пегматитовой магмы в случаях возникновения сингенетических (а) и «выжатых» (б) пегматитов.

1 — гранитный расплав; 2—7 — зоны: 2 — ранней кристаллизации гранитного расплава (раскристаллизованный гранит), 3 — магматической ретроградной дистилляции, 4 — газовой-гравитационной магматической дифференциации (область проявления шпировых и камерных пегматитов), 5 — дистиллят-пегматитового расплава, обогащенного летучими (область развития пегматитов), 6 — магматической дифференциации при инфильтрации, при всасывании расплава открывающейся полостью (область развития мелкозернистых пегматитов); 7 — экстрагированного дистиллят-пегматитового расплава, обогащенного летучими (область развития дифференцированных крупнозернистых пегматитов); 8 — вмещающие породы.

бежна магматическая дифференциация — в зоне опережающего движения летучих компонентов магмы. В пегматитовмещающих камерах, где фиксируется данная порция расплава в виде пегматитового тела, эффект дифференциации может быть наибольшим. Здесь размещается дистиллят — экстрагированный расплав, кристаллизация которого и приводит к образованию зональных пегматитов.

З а к л ю ч е н и е

Основные идеи А. Е. Ферсмана, представляющие пегматитообразование как длительный эволюционный процесс кристаллизации особой магмы, отличной по составу от гранитного исходного расплава, следует признать соответствующими современным данным.

Однако этот процесс не может быть объяснен диаграммой Фогта—Ниггли, построенной для системы с неограниченной растворимостью воды в силикатном расплаве. По новейшим экспериментальным данным, в условиях образования мусковитовых пегматитов ($P_{H_2O} = 8$ кбар) в магме может быть растворено не более 12% воды, а в магме, формирующей пегматиты других формаций, — еще меньше.

Все крупнозернистые разновидности пегматитов — графические и блоковые — образуются в результате кристаллизации из расплава при высоких температурах (до 700°C). Это же относится к кварцевому ядру, и во всяком случае к его внешней части.

Решающую роль в образовании крупнозернистых разновидностей пегматитов играют щелочи: повышение их концентрации определяет появление относительно низкотемпературной пегматитовой эвтектики, а дальнейшее повышение переводит кварц в растворимое состояние и нарушает эвтектику. Мономинеральные последовательные выделения полевых шпатов, мусковита (или сподумена, берилла) и кварца, по-видимому, образуются в соответствии с убывающей степенью энергоемкости этих минералов.

В течение всего процесса кристаллизации расплава выделяющаяся твердая фаза химически неравновесна составу жидкости. Равновесие осуществляется только на одном его этапе — при эвтектической кристаллизации, ведущей к возникновению письменных гранитов. Таковы основные особенности образования магматических пегматитов.

В. М. МАКАГОН, В. А. МАКРЫГИНА, Б. В. ПЕТРОВ

РЕЖИМ ЛЕТУЧИХ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ — ГЛАВНАЯ ПРИЧИНА ОБРАЗОВАНИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

На связь мусковитовых пегматитов с метаморфизмом указывали многие исследователи (Коржинский, 1937а; Соколов, 1959б; Гинзбург, Родионов, 1960, и др.), но лишь после выделения метаморфических фацциальных серий (Miyashiro, 1961) четко определилась приуроченность крупных полей промышленных мусковитовых пегматитов к фацциальной серии дистен-силлиманитового типа (Соколов, 1970а). В то же время для высокотемпературных зон андалузит-силлиманитового типа метаморфизма характерно развитие процессов гранитизации. По-видимому, существуют общие причины, обусловившие формирование как различных фацциальных серий, так и их жильных образований. Для выяснения этих причин было проведено сравнительное изучение условий метаморфизма в андалузитовой и дистеновой фацциальных сериях, а также процессов формирования в них полей кварцевых жил, пегматитов и мигматитов.

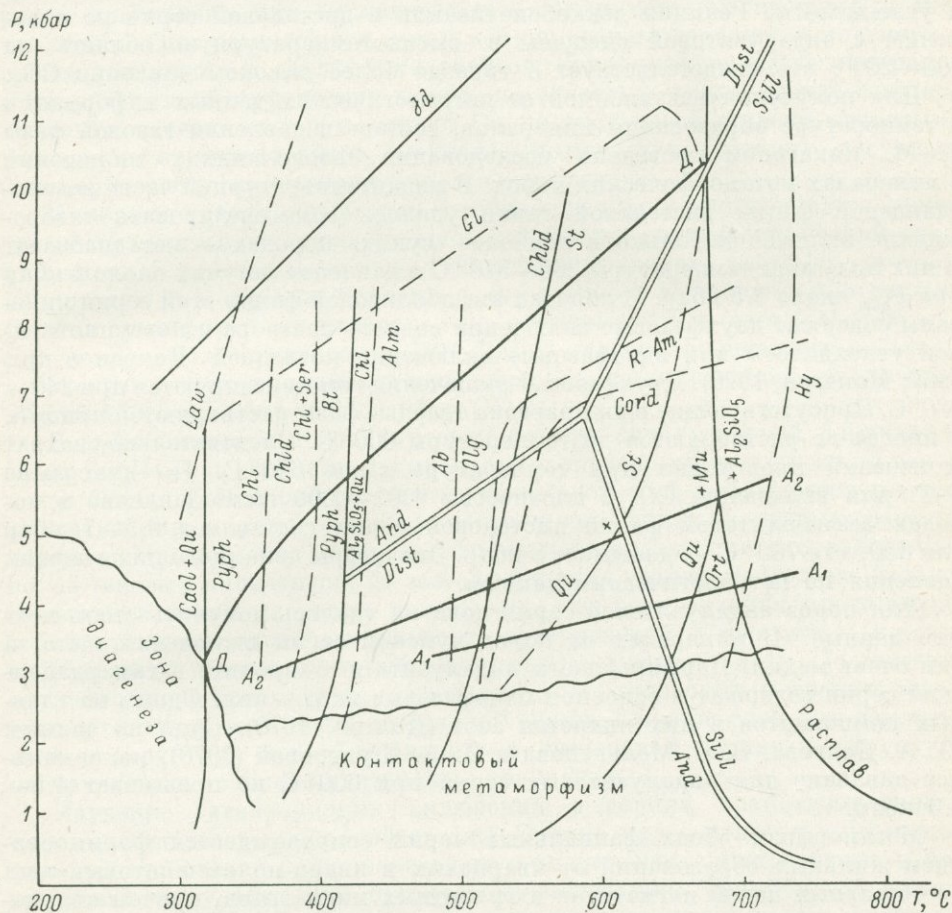
Для сравнения взяты зонально-метаморфизованные комплексы трех регионов: чуйской серии Северо-Байкальского нагорья, хамардабанской серии Юго-Восточного Прибайкалья и мамско-бодайбинской серии Патомского нагорья. Первые два региона — типичные представители андалузитовой фацциальной серии, а третий относится к дистеновой серии. Чуйская серия характеризуется минимальными для андалузитового типа давлениями, а метаморфические породы Патомского нагорья образовались при давлении, максимальном среди фацциальных серий дистенового типа.

Величина общего давления ($P_{\text{общ}}$) складывается из давления нагрузки, которое может несколько возрасти в результате увеличения мощностей при складчатости, стрессе и давлении летучих ($P_{\text{л}}$). Подсчет мощностей перекрывающих пород, а также анализ литературных данных (Саттон, 1967) свидетельствуют о близкой глубине формирования обеих серий (около 5 км в верхних и до 15 км в нижних частях разрезов толщ), т. е. о близкой и относительно небольшой величине давления нагрузки. Идентичность парагенетических ассоциаций и состава минералов в однотипных породах зеленосланцевой фацции обеих серий подтверждает, что общее давление для них было почти одинаково и не превышало 3—4 кбар.

Максимальные температуры метаморфизма в мамскободайбинской серии составляют 650—700° С, что констатируется: 1) появлением гранитного расплава, 2) разложением мусковита с кварцем на дистен и калиш-

пат, 3) верхним пределом устойчивости ставролита и эпидота в ассоциации с кварцем, 4) отсутствием гиперстена. В хамардабанской и чуйской сериях температура метаморфизма превышала 700°C , судя по наличию гиперстен-амфиболовой ассоциации.

Сечения на P - T диаграмме, отвечающие изученным сериям, указывают на одновременное возрастание в процессе метаморфизма как температуры,



Положение андалузитового и дистенового типов метаморфизма на P - T диаграмме.

Андалузитовый тип метаморфизма: A_1A_1 — чуйская и A_2A_2 — хамар-дабанская серии; дистеновый тип метаморфизма: D — мамско-бодайбинская серия. *Сплошные линии* — экспериментально исследованные реакции, *пунктирные* — положение изоград в изученных сериях. Линии разложения мусковита и появления расплава рассчитаны при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.6 P_{\text{общ}}$. Тройная точка по Althaus. (Винклер, 1969).

так и давления (см. рисунок). Однако в фациальной серии дистенового типа $P_{\text{общ}}$ увеличивается от 3—4 кбар в зеленосланцевой до 8—10 кбар в амфиболитовой фации, а в андалузитовой серии от 3—4 до 5—5.5 кбар. В участках с секущей зональностью, где усиление степени метаморфизма прослеживается в разновозрастных пластах и единых складчатых структурах, величина давления нагрузки и стресса должна быть близка на всем интервале температур. Единственной причиной наблюдающегося здесь увеличения $P_{\text{общ}}$ может быть возрастание давления флюида. Характер метаморфических реакций в различных породах мамско-бодайбинской

серии свидетельствует о том, что состав флюидной фазы в каждом из пластов зависит прежде всего от их исходного состава. Например, парциальное давление CO_2 тем выше, чем больше карбонатов содержит порода. Обмен летучими между пластами в условиях зеленосланцевой фации ограничен, но с повышением температуры и $P_{\text{фл}}$ он возрастает. В породах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций протекают прежде всего реакции дегидратации или реакции с одновременным выделением воды и углекислоты. Реакции декарбонатизации в дистеновой серии по сравнению с андалузитовой смещены в высокотемпературную область на $100\text{--}200^\circ$, что свидетельствует о гораздо более высоком давлении CO_2 .

Для получения независимой от петрологических данных информации о температуре образования минералов, составе и давлении газовой фазы В. М. Макагоном проведено исследование газовой фазы в минералах метаморфических пород. В низкотемпературной части зеленосланцевой фации дистеновой серии удалось гомогенизировать газово-жидкие включения только в наиболее «сухих» породах — метадиабазе. В них получены температуры $265\text{--}310^\circ\text{C}$ и давление летучих около 1 кбар при $P_{\text{общ}}$ около 3.5 кбар. В породах амфиболитовой фации этой серии минералы содержат двухфазовые включения водного раствора и переуплотненной углекислоты или однофазовые включения последней (Долгов и др., 1967; Макагон, 1970). Двухфазовые включения гомогенизируются при $240\text{--}280^\circ\text{C}$. Присутствующие в них изредка твердые фазы растворяются при 575°C , а иногда не растворяются до температуры 600°C . Следовательно, захват включений происходил при температуре выше 600°C . По диаграмме $P\text{--}T$ для включений CO_2 с плотностью $1.02\text{--}1.06\text{ г/см}^3$ давление в породах амфиболитовой фации дистеновой серии составляет 6.5—7 кбар для 650°C , для 700°C — достигает 8 кбар. Эти цифры ненамного ниже оценок давления по петрологическим данным.

Для пород андалузитовой серии пока не удалось получить столь полные данные. В минералах из пород чуйской серии включений мало, и они очень мелкие. Порфиробласты андалузита и ставролита в хамардабанской серии содержат в основном однофазовые включения. Одним из главных компонентов в них является азот (Долгов, 1970). Судя по данным Ю. А. Долгова, В. С. Мельгунова и Н. А. Шугуровой (1970), максимальное давление для андалузитовых серий при 600°C не превышает 4.5—5.6 кбар.

Метаморфизм обеих фациальных серий сопровождается формированием жильных образований от кварцевых и кварц-полевошпатовых жил до обширных полей пегматитов и гранитных мигматитов, причем кварцевые жилы развиты в породах от зеленосланцевой фации до ставролитовой зоны амфиболитовой фации. Их минерализация отражает специфику состава пород, а составы минералов изофациальны породам той зоны метаморфизма, в которой расположены жилы.

Включения в кварце жил дистеновой серии содержат водный раствор, жидкую углекислоту, иногда твердые фазы. В жилах андалузитовой серии, кроме таких включений, наблюдаются газовойодные, а в андалузите из жил — однофазовые азотные включения (Долгов, 1970). Температура гомогенизации включений в кварце из жил дистеновой фациальной серии составляет $260\text{--}290^\circ\text{C}$ в серицит-хлоритовой, 370°C в биотит-хлоритовой и до $360\text{--}390^\circ\text{C}$ в ставролитовой зоне. Давление газовой фазы повышается соответственно от 2 до 4 кбар. Гомогенизация включений в кварце из жил андалузитовой серии в биотит-хлоритовой зоне происходит при $310\text{--}380^\circ\text{C}$, а в ставролитовой — при $440\text{--}460^\circ\text{C}$. Учитывая, что температуры образования минералов в одноименных зонах должны быть близки, можно утверждать, что давление летучих в ставролитовой зоне андалузитовой серии значительно ниже, чем в дистеновой серии.

Вблизи изограды дистена в кварцевых жилах возрастает количество плагиоклаза и слюд, а соотношение минералов приближается к такому в пегматитах. Количество пегматоидных жил в начале дистен-альмандиновой зоны невелико, но к центральным частям Мамского синклинория число и размеры тел плагиоклазовых пегматитов резко возрастают. В центральной части Мамского синклинория расположены массивы гранит-пегматитов (пегматоидных гранитов) — двуполовошпатовых пород с признаками как магматического, так и метасоматического происхождения. Они развиваются путем калишпатового замещения плагиоклазовых пегматитов и вмещающих гнейсов, сохраняют реликты минералов и структур метаморфических пород, но зачастую имеют резкие секущие контакты и свою жильную серию. Она представлена широко развитыми плагиоклаз-калишпатовыми магматогенными пегматитами, несущими основную массу промышленного мусковита.

Минералы гранит-пегматитов, плагиоклазовых и плагиоклаз-калишпатовых пегматитов содержат большое количество жидких включений перенасыщенной углекислоты или углекислоты и водного раствора, которые непригодны для определения температур в связи с их высокой плотностью. Оценка температур по минеральным геотермометрам дает 500—650 для плагиоклазовых пегматитов и 650—700° С для гранит-пегматитов. Давление летучих, определенное по плотности CO_2 во включениях, равно соответственно 5—7 кбар и 6—8 кбар (Макагон, 1970).

В амфиболитовой и гранулитовой фациях андалузитовой фацальной серии широкое развитие имеет процесс гранитизации, протекающий также в два этапа. Уже в силлиманит-мусковитовой зоне наблюдается плагиомигматизация пород, особенно четко проявленная в меланократовых породах. На эту зону наступает фронт калишпатизации с образованием полей тневых мигматитов; по составу близких гранитам. Подсчет баланса вещества в целом по толще показывает, что гранитизация представляет собой кремнещелочной метасоматоз, протекающий в два этапа: кремне-натриевый и кремне-калиевый (Макрыгина, Петров, 1971). По химизму он аналогичен процессу формирования плагиоклазовых и гранитоподобных пегматитов в породах дистеновой серии. Главное различие заключается в структуре новообразований: в дистеновой серии их структуры пегматитовые, в андалузитовой — гранитные.

Изучение газово-жидких включений в сериях гранитизированных пород находится в начальной стадии. Однако малое количество и мелкие размеры включений свидетельствуют о низких давлениях летучих и возможности их удаления в процессе мигматизации. Граниты, образовавшиеся в высокотемпературных фациях андалузитовой серии, в отдельных участках несут признаки прохождения состояния расплава (однородность, гранитные структуры, секущие контакты) и также имеют свою жильную фацию — граниты и пегматитовые жилы. В чуйской серии, где процесс гранитизации пород происходил в неспокойной тектонической обстановке с проявлением катаклаза, пегматитовые жилы единичны. Они имеют простой кварц-полевошпатовый состав без следов постмагматического преобразования. В хамардабанской серии наблюдается более широкое развитие зональных пегматитовых полей, окаймляющих фронт гранитизации и приуроченных к ставролитовой и мусковит-силлиманитовой метаморфическим зонам (Шафеев, 1970).

Сопоставление процессов метаморфизма пород и жилообразования в них для двух фацальных серий показывает, что при близком химизме процессов их продукты имеют следующие различия: 1) преобладание порфиробластического характера минералообразования в андалузитовой серии и равномерная зернистость пород в дистеновом типе метаморфизма; 2) широкое развитие гранитизации в высокотемпературных фациях ан-

далузитовой серии и специфического типа гранитизации — пегматитизации — в породах дистеновой серии; 3) малое или среднее развитие жильных пегматитов (керамических или с редкометалльной минерализацией) в андалузитовой серии и широкое распространение мусковитовых пегматитов в дистеновой серии; 4) слабое развитие постмагматических процессов в пегматитах, приуроченных к зональности андалузитового типа, и большой объем и интенсивность метасоматических преобразований в пегматитовых массивах и жилах дистеновой фациальной серии.

Как было показано выше, главным различием в условиях образования этих двух фациальных серий и всех сопровождающих их жильных фаций является высокое давление летучих компонентов, и особенно P_{CO_2} в амфиболитовой фации дистеновой серии. Причина различия в давлении $P_{фл.}$, по-видимому, тектоническая и требует специального изучения. Можно предполагать, что при формировании андалузитовых серий создаются условия для сброса летучих компонентов, в то время как в дистеновых сериях они удерживаются во время главного этапа метаморфизма. Высокое содержание летучих в дистеновых сериях обеспечивает полную раскristализацию пород и образование пегматитовых структур в плагиомигматитах.

На важную роль углекислоты в процессе формирования мусковитовых пегматитов уже указывалось ранее (Макагон, 1968). Необходимо остановиться на этом вопросе более подробно. По экспериментальным данным (Wyllie, Tuttle, 1959), растворимость CO_2 в расплаве намного ниже, чем H_2O . Следовательно, появление расплава приводит к резкому повышению P_{CO_2} при понижении P_{H_2O} во флюидной фазе метаморфических пород. Высокое P_{CO_2} в метаморфической толще повышает температуру плавления пород относительно систем с H_2O и F или с H_2O , соответственно, с 550 (Jahns, Burnham, 1958) или 600—625 (Luth et al., 1964) до 700° C в метаморфических сериях дистенового типа. Образовавшиеся в этих условиях расплавы насыщены водой и углекислотой. Наличие последней, как указывает А. А. Кадик и О. А. Луканин (1973), приводит к тому, что расплав начинает кипеть при гораздо более высоких давлениях, чем расплав, не содержащий CO_2 . Поэтому расплавы, образовавшиеся в очагах палингенеза при метаморфизме дистеновой серии, могут терять воду уже при небольшом снижении внешнего давления.

Высокое $P_{фл.}$ во включениях из магматических пегматитовых жил свидетельствует о том, что сформировавшие их расплавы были насыщены летучими и отделились от очага палингенеза до кипения расплава. Последующее снижение внешнего давления при высоком P_{CO_2} привело к кипению расплава и выделению из магмы огромного количества воды и CO_2 . Это имело несколько важных следствий: 1) полное отсутствие или незначительное перемещение крупных масс расплава от очагов палингенеза, 2) последовавшее за пегматитами внедрение даек «сухих» аплитов и гранитов, 3) обилие постмагматических существенно водных растворов. Они и обеспечили процессы перекристаллизации, широко проявленные в Мамском пегматитовом поле и, главное, интенсивный гидролиз полевых шпатов в гранитоподобных, плагиоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых пегматитах, который привел к образованию промышленного мусковита.

Сейчас очевидно, что существует непрерывный ряд метаморфических фациальных серий (Hietanen, 1967), различающихся по давлению летучих компонентов, но крупные месторождения мусковита могут формироваться только в дистеновом типе метаморфической зональности, в условиях высоких давлений воды и углекислоты.

СВЯЗЬ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ С ГРАНИТОИДАМИ

Мусковитовые пегматиты генетически связаны с особыми по составу гранитоидами, которые относятся к ветви пегматитоносных гранитоидов, но значительно отличаются по вещественному составу и условиям кристаллизации от гранитоидов других формаций — хрусталеносных, редкометальных, редкоземельных.

Пегматитоносные гранитоиды характеризуются невысоким содержанием темноцветных минералов, повышенным содержанием кремнезема, глинозема и щелочей за счет меньшего количества железа, магния и кальция.

На диаграмме состав—парагенезис (Коржинский, 1972) они располагаются в области парагенетической ассоциации $Qu + Bt + Pl (№ 20) + Ort$. Но котектическая кривая их сдвинута в область пород, содержащих больше ортоклаза и более кислый плагиоклаз по сравнению с котектической кривой нормальных гранитоидов.

Имея общие черты, пегматитоносные гранитоиды разных формаций отличаются между собой по своему составу и особенностям минерализа-

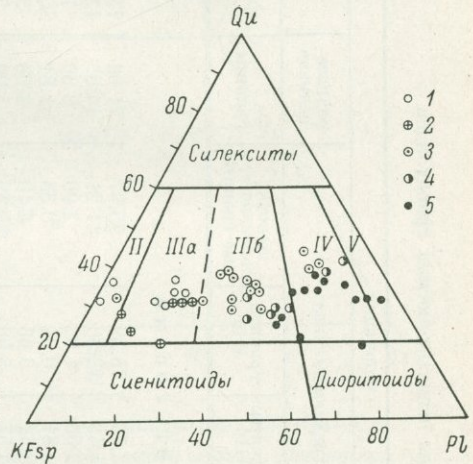


Рис. 1. Минеральный состав пегматитоносных гранитоидов.

Состав гранитоидов, контролирующих формации пегматитов: 1 — хрусталеносную, 2 — редкоземельную, 3 — редкометальную, 4 — мусковит-редкометальную, 5 — мусковитовую. Римскими цифрами обозначены поля гранитоидов: II — щелочно-полевошпатового, IIIa, IIIb — гранитного, IV — гранодиоритового, V — тоналитового рядов.

ции производных пегматитов, что связано с кристаллизацией их в условиях разных давлений и температур.

Химические анализы мусковитовосных¹ гранитоидов показывают сравнительно низкое содержание кремнезема (72.13%) и окислов щелочей (6.51%) при ведущей роли окиси натрия (4.98%), но высокое содержание глинозема (16.35%) и окиси кальция (2.41%). По своему минеральному составу они отвечают плагиогранитам, гранодиоритам и гранитам (рис. 1, 2). Типичный плагиогранит из Мамского региона (табл. 1) сложен плагиоклазом (№ 26—30) — 60.0, калиевым полевым шпатом — 3.6, кварцем — 31.7, биотитом — 1.2 и мусковитом — 3.2%. По данным различных геотермометров и геобарометров плагиограниты кристаллизуются в интервале температур 700—520° С и давлении 5—7 кбар (Родинов и др., 1972а) на глубине 9—11 км.

Гранодиориты, продуцирующие мусковитовые пегматиты, широко развиты в Мамском регионе, Индии, Аргентине, США, ЮАР и Танзании. Содержание кремнезема в гранодиорите из Мамского региона составляет 73.36, глинозема — 15.44, окиси кальция — 1.62, окиси натрия — 4.07 и окиси калия — 3.08%. Он имеет состав: плагиоклаз (№№ 26—28) — 44.4, калиевый полевой шпат — 16.4, кварц — 33.4, биотит — 1.2, мус-

¹ Здесь и далее термины «мусковитовосные», «хрусталеносные» гранитоиды и т. п. обозначают только генетические связи соответствующих гранитоидов с определенной формацией пегматитов, но не минералогическую специализацию самих гранитоидов.

Химический и минеральный составы пегматитоносных гранитоидов

Окислы и минералы	Формация										
	мусковитовая			редкометаллическая				редкоземельная	хрусталиноносная		
	плагиограниты	гранодиориты	граниты	гранодиориты	граниты IIIб	граниты IIIа	щелочно-полевошпатовые граниты		граниты	граниты IIIб	граниты IIIа
Химический состав											
SiO ₂	72.13	73.36	72.15	75.24	73.76	75.59	75.97	71.66	74.92	74.64	75.77
Al ₂ O ₃	16.35	15.44	15.40	14.42	14.43	12.30	11.21	14.80	13.04	12.87	12.58
Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO	1.64	1.54	1.71	0.68	2.06	1.94	2.00	2.80	1.99	2.58	2.07
CaO	2.41	1.62	1.47	0.20	0.81	0.64	0.38	1.81	0.42	0.93	0.78
Na ₂ O	4.98	4.07	3.32	4.23	3.41	3.66	4.10	2.98	3.30	2.98	3.63
K ₂ O	1.53	3.08	4.47	3.63	4.57	5.08	5.89	5.00	5.75	5.35	4.29
Прочие	0.89	0.77	0.62	1.91	0.07	0.71	0.58	1.00	0.44	0.72	0.17
Сумма	99.93	99.88	99.14	100.31	99.11	99.92	100.13	100.05	99.86	100.07	99.29
Минеральный состав											
Плагиоклаз (№№)	60.0 (26)	44.4 (26)	31.0 (25)	37.9 (22)	37.0 (20)	23.4 (12)	2 (5)	14.9 (28)	18.0 (12)	13.3 (12)	1.2 (14)
Калиевый полевой шпат	3.6	16.4	36.3	18.1	32.0	35.8	62	51.3	48.5	53.1	64.5
Кварц	31.7	33.4	26.2	38.8	28.0	38.0	32	30.6	30.5	27.9	33.8
Цветные минералы	1.2	1.2	2.1	—	3.0	2.6	4	3.2	3.0	4.8	0.5
Мусковит	3.2	4.5	4.2	4.1	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.7	99.9	99.8	98.9	100.0	99.8	—	100.0	99.9	99.1	100
Количество определений	25	49	103	1	4	7	1	4	6	17	343

Примечание. Граниты IIIа и IIIб выделены как подгруппы на диаграмме KFsp—Ab—Qu (рис. 1), принятой в качестве классификационной для гранитоидов (XXV сессия МГК, Монреаль, 1973 г.)

ковит — 4.5% (рис. 1, 2). Гранодиориты кристаллизуются в интервале температур 690—600° С и давлении 8—10 кбар (Бэрнем, 1970), а по данным двухполюсоватого геотермометра — при 500° С.

С гранитами связаны крупные месторождения мусковита во многих районах СССР и Индии. По сравнению с мусковитоносными гранодиоритами содержание кремнезема в них несколько ниже (72.15%), но количество окислов щелочей возрастает до 7.79% при содержании окиси натрия 3.32 и окиси калия 4.47%. Они содержат большее количество калиевого полевого шпата (36.3%) и меньше кварца (26.2%), состав плагиоклаза в них более кислый—олигоклаз №№ 24—26. Мусковитоносные

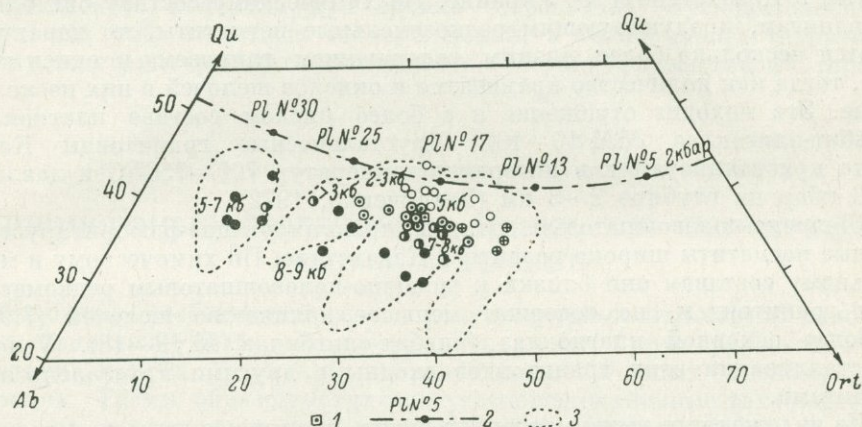


Рис. 2. Составы пегматитоносных гранитоидов на диаграмме Ab—Qu—Ort.

1 — эльджуртинский гранит; 2 — коннода для 2 кбар при разных составах плагиоклаза (рассчитана по данным Платена, 1967); 3 — поля пегматитоносных гранитоидов (по данным 238 ан.). Остальные обозначения те же, что и на рис. 1. Значения давления (в кбар) около конкретных точек вычислены по экспериментальным данным.

граниты кристаллизуются в интервале температур 640—500° С и давлении 6—8 кбар (Шмакин, Макагон, 1972) на глубине 8—11 км.

Редкометалльные гранитоиды по своему химическому и минеральному составу отвечают гранодиоритам, гранитам и щелочно-полевошпатовым гранитам.

Гранодиориты, с которыми связано образование небольших редкометалльных месторождений в Африке и США, по сравнению с мусковитоносными гранодиоритами содержат большее количество кремнезема (75.24%), суммы окислов щелочей (7.86%) и имеют пониженное содержание глинозема (14.42%) и окиси кальция (0.20%). Это фиксируется в повышенном содержании кварца и более кислом составе плагиоклаза (табл. 1). Они кристаллизуются, по данным К. Бэрнема и Р. Джанса, при температуре 640° С и давлении 4 кбар (Хитаров, 1957).

С гранитами связаны основные редкометалльные месторождения в нашей стране и за рубежом. Они характеризуются по сравнению с мусковитоносными гранитами повышенным содержанием кремнезема (74—75%) и суммы щелочей (7.98—8.74%) и меньшим количеством глинозема (12.3—14.43%) и окиси кальция (0.64—0.81%). Минеральный состав их: плагиоклаз (№№ 12—20) — 23.4—37.0, калиевый полевой шпат — 32.0—35.8, кварц — 28.0—38.0, биотит — 2.6—3.0%. Кристаллизуются граниты в условиях близких к редкометалльным гранодиоритам.

Щелочно-полевошпатовые граниты, которые продуцируют пегматитовые тела с цирконосиликатами, по химическому и минеральному составу и условиям кристаллизации близки к аналогичным хрусталеносным гранитам (табл. 1).

Граниты, с которыми связаны редкоземельные пегматиты, наиболее широко развиты в пределах древних щитов. По содержанию основных окислов эти граниты близки к мусковитоносным гранитоидам, но отличаются от последних более высоким содержанием окиси калия (5.0%). Для типичных гранитов отмечается высокое содержание калиевого полевого шпата и невысокое — плагиоклаза № 28—32 (табл. 1, рис. 1 и 2). Кристаллизуются они при давлении 4—6 кбар и температуре (двуполюсовый геотермометр) 640—680° С.

Хрусталеносные гранитоиды по составу отвечают гранитам и щелочно-полевошпатовым гранитам. Месторождения, связанные с гранитами, известны в Казахстане и на Украине. По химическому составу они близки к гранитам, продуцирующим редкоземельные пегматиты, но характеризуются несколько более низким содержанием глинозема и окиси кальция, тогда как количество кремнезема и окислов щелочей в них несколько выше. Это находит отражение и в более кислом составе плагиоклаза (альбит-олигоклаз №№ 10—16). Хрусталеносные гранитоиды Казахстана кристаллизуются в интервале температур 700—750° С и давлении 2—3 кбар на глубине 2—3 км (Захарченко, 1972).

Щелочно-полевошпатовые граниты, продуцирующие флюоритхрусталеносные пегматиты широко развиты в Казахстане. По химическому и минеральному составам они близки к щелочно-полевошпатовым редкометальным гранитоидам, но содержат меньшее количество щелочей (7.92%) и более основной плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 12—18). Условия кристаллизации этих гранитоидов сходны с другими хрусталеносными гранитами.

Из изложенного выше материала видно, что мусковитоносные гранитоиды кристаллизуются в условиях наибольших глубин (8—11 км), более высоких давлений (6—10 кбар) и низких температур (640—500° С), чем пегматитоносные гранитоиды других формаций (рис. 2). При этом плагиограниты продуцируют пегматитовые тела плагиоклазового состава, преимущественно с трещинным и кварц-мусковитовым типом ослюденения, а гранодиориты и граниты — пегматитовые тела смешанного состава — с пегматоидным и кварц-мусковитовым типом ослюденения.

Зависимость состава пегматитовых тел от состава материнских гранитоидов четко устанавливается на примере разновозрастных пегматитовых тел Мамского района. Их валовый химический состав, а также состав

Таблица 2

Химический состав мусковитоносных гранитоидов и их пегматитов

Окислы	Плагиоклаз-микроклин- новые			Микроклин-плагиокла- зовые			Плагиоклазовые		
	граниты	аплито- видные пегма- титы	пегма- титы	грано- диориты	аплито- видные пегма- титы	пегма- титы	плагио- граниты	аплито- видные пегма- титы	пегма- титы
SiO ₂	72.15	72.45	72.7	73.36	73.34	72.6	72.13	73.15	72.5
Al ₂ O ₃	15.40	15.22	15.3	15.44	14.83	15.0	16.35	15.67	16.6
Fe ₂ O ₃ , FeO, MgO, MnO	1.79	1.07	0.7	1.51	1.71	0.6	1.64	0.80	0.5
CaO	1.47	1.40	1.4	1.62	1.70	2.0	2.42	2.49	2.6
Na ₂ O	3.32	3.92	3.9	4.07	4.61	5.1	4.98	4.86	5.7
K ₂ O	4.47	4.38	4.7	3.08	2.74	3.2	1.53	1.78	1.5
Количество анали- зов	67	5	3	49	3	1	25	3	3

аплитовидных пегматитов контактовых зон очень близок к составу гранитоидов (табл. 2).

На многих мамских месторождениях связь между гранитоидами и пегматитами устанавливается непосредственно. Пегматитовые тела нередко залегают в материнских гранитах, где они тяготеют к кровле массивов, приурочиваясь к купольным структурам или к контактам ксенолитов. В других случаях они залегают в крупных (до 1—2 км длиной) апофизах, отходящих от массивов и в сетчатых залежах в непосредственной близости к ним.

Изложенный материал свидетельствует о важности использования магматического контроля при оценке перспектив мусковитоносности в пределах уже известных месторождений, а также новых территорий наряду со структурно-литологическими и метаморфическими факторами.

Г. Г. РОДИОНОВ, А. Г. БУШЕВ, Е. Н. КАЛУГИН

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ПЕГМАТИТОВ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ

Выяснение особенностей генезиса мусковитовых пегматитов наиболее эффективно может быть выполнено, по-видимому, путем сравнения с пегматитами других формаций, образующихся в иных геологических условиях. Таким образом могут быть установлены главные факторы, определяющие генезис пегматитов вообще. С этой целью нами и были исследованы химические и минеральные составы, а также температурные условия становления сопоставимых парагенетических минеральных ассоциаций пегматитов разных формаций.

При изучении пегматитовых тел, подвергшихся в малой степени процессам замещения, обнаруживается аналогичная смена парагенетических минеральных ассоциаций от контакта к их центру: $Qu+Pl+Mi$ — аплитовидные пегматиты; $Qu+Pl$ — гипидиоморфнозернистые (иногда графические) пегматиты; $Qu+Mi$ — графические пегматиты. За ними следуют мономинеральные образования микроклина, мусковита и кварца. В пегматитах других формаций вместо зон мусковита образуются зоны сподумена, берилла, турмалина, топаза и др., определяющие их практическую ценность. Бывают и отклонения от этого порядка — в мусковитовых пегматитах существенно плагиоклазового состава графические пегматиты сложены плагиоклазом и кварцем, а мономинеральные выделения — плагиоклазом, мусковитом и кварцем. Следует отметить, что нередко любая из минеральных ассоциаций бывает плохо проявлена или отсутствует.

Изучение типоморфных особенностей, сопоставимых парагенетических минеральных ассоциаций пегматитов различных формаций, показало, что существуют отличия, связанные с формированием их в условиях различных давлений (Родионов и др., 1972а).

Аплитовидные пегматиты, размещающиеся у контакта жильных тел, по составу отвечают материнским гранитам — это образования зоны закалки. Обращает на себя внимание изменение основности плагиоклазов, состава микроклина и количественных соотношений минералов в зависимости от $P-T$ условий в период кристаллизации пород (табл. 1).

Вслед за маломощной зоной аплитовидных пегматитов в жильных телах пегматитов разных формаций часто наблюдается зона гипидиоморфнозернистых, реже графических пегматитов кварц-плагиоклазового состава. По сравнению с приконтактной зоной в пегматитах кварц-

Минеральный состав (в %) и условия образования аплитовидных, гипидиоморфнозернистых и графических пегматитов

Формации пегматитов	Плагиоклаз	Микроклин	Кварц	Температура кристаллизации, °С	Давление, кбар
Аплитовидные					
Мусковитовая	34—36 (№ 22—30)	31—40 (Ab 17)	26—33	610—580	8—10 ^в
Редкометалльная	20—25 (№ 10—20)	45—48 (Ab 23)	30—32	640 ^а	6—8 ^г
Хрусталеносная	18—22 (№ 10—14)	46—57 (Ab 45)	27—34	880—650 ^б	4 ^а 2—3 ^б
Гипидиоморфнозернистые					
Мусковитовая	65—73 (№ 26—36)	—	27—32	660	5—6
Редкометалльная	67—68 (№ 5—15)	—	33—38	780—810	2—4
Хрусталеносная	58—65 (№ 4—6)	—	35—42	900—1080	1—2
Графические					
Мусковитовая	—	77—78 (Ab 16)	22—23	480—510	6—6.5 ^г
Редкометалльная	—	74—76 (Ab 23)	24—26	600—650 ^а	3.5—4 ^а
Хрусталеносная	—	66—73 (Ab 36)	27—34	700—780 ^а	2—3 ^а

Примечание. В таблицу включены данные из работ: а — Р. Джанса, К. Бэрнема (Хитаров, 1957), б — И. З. Захарченко (1972), в — К. Бэрнема (1970); г — Б. М. Шмакина, В. М. Макагона (1972); д — Г. Г. Родионова и др. (1972а). В графе «Микроклин» в скобках указано содержание альбитовой составляющей.

плагиоклазового состава всех формаций отмечается более высокое содержание кремнезема, окислов кальция и натрия (Родионов и др. 1972а), более высокая температура образования и низкое давление (табл. 1). Более высокая температура кварц-плагиоклазовой эвтектики по сравнению с температурой конца кристаллизации родоначальных гранитоидов хорошо подтверждена в настоящее время экспериментальными исследованиями Р. Джанса, К. Бэрнема (Менерт, 1974).

Появление кварц-плагиоклазовой ассоциации фиксирует процесс перехода от гранитной к пегматитовой кварц-микроклиновой эвтектике. Он выражается в сбрасывании излишних для нее компонентов — окислов кальция и натрия. Графические пегматиты кварц-микроклинового состава из разных формаций при сравнении обнаруживают (табл. 1), что от мусковитовых к хрусталеносным пегматитам возрастает количество кварца и температура кристаллизации. Последнее фиксируется увеличением содержания натрия в составе микроклина. Изменение давления обнаруживают обратный характер: для мусковитовых пегматитов оно наибольшее, а для хрусталеносных — наименьшее.

Общей особенностью графических кварц-микроклиновых пегматитов всех формаций по сравнению с кварц-плагиоклазовой ассоциацией является более низкое содержание кремнезема, глинозема, окиси кальция при более высоком содержании окиси калия, свидетельствующей о его ведущей роли, и более низкая температура кристаллизации эвтектики.

Микроклины в блоковых пегматитах трех изученных формаций обнаруживают существенные типоморфные особенности. Главная из них состоит в различном содержании натрия, что определяет разную температуру их образования (табл. 2), которая выше, чем температура образования предшествующих графических пегматитов. Последнее вполне соот-

Температура образования (°С) мономинеральных «зон»

Формации пегматитов	Микроклин	Мусковит	Сподумен	Берилл, топаз	Кварц внешней зоны ядра
Мусковитовая . . .	525—540 (Ab 17)	520—540	—	—	480—530
Редкометалльная . . .	680—700 (Ab 30)	650—580	600—650	—	555—570
Хрусталеносная . . .	760—830 (Ab 39)	—	—	650—700 *	620—680 *

* Данные И. З. Захарченко (1972).

ветствует экспериментальным данным, свидетельствующим о более низкой температуре образования эвтектики относительно температуры кристаллизации слагающих ее компонентов.

В табл. 2 приведены данные о температуре образования других минералов из мономинеральных зон пегматитов разных формаций, для которых также отмечается общая тенденция — возрастание температуры образования сходных минералов от пегматитов мусковитовой формации к хрусталеносным.

Все эти данные показывают, что в ходе процесса кристаллизации пегматитов разных формаций происходят характерные изменения температуры и давления. Так, на фоне общего медленного понижения температуры кристаллизации минеральных ассоциаций отчетливо выявляются два периода повышения температуры. Один из них отмечается при переходе от гранитной эвтектики к пегматитовой (кварц-плагиоклазовой), второй приходится на период мономинерального выделения полевых шпатов. Давление в эти периоды также изменяется.

Сравнение сопоставимых минеральных ассоциаций пегматитов разных формаций показывает, что процесс кристаллизации в мусковитовых, редкометалльных и хрусталеносных пегматитах развивается аналогично, но при разных давлениях и на разных температурных уровнях.

Интересно отметить, что противоположную картину обнаруживают образования поздних периодов пегматитового процесса, связанные с процессами альбитизации, грейзенизации и др. Здесь переход от магматического к пневматолито-гидротермальному этапу формирования пегматитов отделен периодом тектонических нарушений и сопровождается резким падением давления. В мусковитовых пегматитах давление для этого периода составляет 2—3.5 кбар (Шмакин, Макагон, 1972), а в хрусталеносных — 0.2—0.5 кбар (Калюжный, 1971), что связано с различием литостатического давления для этих разноглубинных образований (Гинзбург, Родионов, 1960).

В отличие от магматического этапа температуры кристаллизации минеральных ассоциаций пневматолито-гидротермального этапа хрусталеносных пегматитов ниже, чем мусковитовых. Так, температура кристаллизации альбита для мусковитовых пегматитов составляет 370, а для хрусталеносных 145°С (Калюжный, 1971). Такое же явление наблюдается и при сопоставлении температур образования других минералов.

Основные выводы работы сводятся к следующему.

1. Изменение химического и минерального состава пегматитовых тел разных формаций обусловлено изменением термодинамических условий кристаллизации при одинаковой общей направленности процесса.

2. Магматический этап кристаллизации, характеризующийся избыточными давлениями по отношению к литостатическому, в мусковито-

вых пегматитах проходит при более низких температурах и более высоких давлениях относительно редкометалльных и хрусталеносных.

3. Пневматолито-гидротермальный этап, протекающий при низких давлениях, равных литостатическому, в мусковитовых пегматитах является более высокотемпературным относительно редкометалльных и хрусталеносных.

Н. И. ПОНОМАРЕВА, В. В. ГОРДИЕНКО

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МУСКОВИТА В МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТАХ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Изучению мусковитовых пегматитов Северной Карелии и условий образования в них мусковита посвящены работы В. Д. Никитина (1957), М. Е. Салье (1962), А. С. Никанорова и И. И. Михайлова (1967) и многих других исследователей. Учитывая эти данные и опираясь на собственные наблюдения, можно выделить три мусковитосодержащих парагенезиса, формирование которых связано с постмагматическим этапом пегматито-генеза. Последовательность смены парагенезисов во времени и свойственный им температурный режим приведены в табл. 1.

Таблица 1

Парагенетические ассоциации минералов и температуры их образования

Этапы	Магматический	Постмагматический				
		I	II	III	IV	V
Стадии	—					
Температуры образования, °С	620—580	540—470	450—400	470—400	370—350	350
Характерные элементы	Ca, Na	K, Na, Mg, Fe (Ba, Sc)	K, Na (B, P, F)	Na, Ca, K (Rb, Cs)	Na, K (Fe, S)	Ca
Парагенезисы	Кварц-плагиоклазовый пегматит неяснографической структуры с мелкочешуйчатым биотитом	Кварц-плагиоклаз-микроклиновый пегматит с биотитом графической структуры	Кварц-мусковитовый агрегат с апатитом, гранатом	Плагиоклаз-микроклиновый пегматит крупноблоковой структуры с «пегматойдным» мусковитом	Мусковит-плагиоклазовый агрегат с сульфидами	Кварц-карбонатные прожилки

Первая стадия постмагматического этапа начинается с кристаллизации микроклина, метасоматически развивающегося по плагиоклазу № 20—25. С этим процессом по времени сопряжено, по-видимому, и образование лейстового биотита. В ряде случаев биотит является несколько более ранним по сравнению с микроклином.

Вторая стадия характеризуется развитием кварц-мусковитового агрегата, который в виде гнезд, пятен, полос неправильной формы локализу-

ется в пегматите неяснографической структуры. Интенсивному замещению мусковитом подвергается плагиоклаз (№ 20—25) и исключительно редко наблюдается развитие мусковита по микроклину. В эту же стадию происходит замещение биотита мусковитом. Этот процесс протекает обычно в тех случаях, когда «просечки» кварц-мусковитового агрегата достигают кристаллов биотита.

Температура минералообразования этой стадии оценивалась методом декрипитации газовой-жидких включений в кварце, апатите, гранате, турмалине и составляет 400—450° С, что согласуется с данными А. С. Никанорова и И. И. Михайлова (1967).

Третью стадию постмагматического этапа знаменует формирование преимущественно в осевых частях жил крупноблокового плагиоклаз-микроклинового пегматита, содержащего «пегматоидный» мусковит. При этом затравками для роста «пегматоидного» мусковита служили его кристаллы из «просечек» кварц-мусковитового агрегата, выходящего на границу с кварцевым ядром. Отсутствие реакционных взаимоотношений между всеми минералами агрегата свидетельствует о том, что образование их происходило в условиях равновесия. Температуры кристаллизации минералов оценены по методу Т. Барта в 440—470, по методу декрипитации газовой-жидких включений в кварце — около 400° С.

В следующую стадию пегматитогенеза происходит образование плагиоклаз-мусковитового агрегата, рассекающего все ранее сформированные ассоциации, в том числе плагиоклаз и микроклин блоковых структур. Совместно с мусковитом образуются апатит, гранат, сульфиды. Температура кристаллизации минералов на этой стадии определена методом декрипитации газовой-жидких включений в кварце и находится в пределах 350—370° С.

Несомненные признаки метасоматического способа образования мусковита в слюдоносных пегматитах позволили многим исследователям рассматривать этот процесс либо как гидролиз полевых шпатов (Коржинский, 1937а; Никитин, 1957; Шмакин и Макрыгина, 1969; Соколов, 1970а), либо как результат калиевого метасоматоза на стадии низкой активности калия (Горлов и Симонова, 1957).

Нами выполнена количественная оценка физико-химических условий образования мусковита кварц-мусковитового агрегата на основе термодинамического расчета равновесий минералов с учетом их реальных составов в изученных пегматитах. Следует отметить, что попытка применения термодинамических расчетов к анализу минеральных равновесий в пегматитах впервые была сделана И. К. Карповым (1965а, 1965б) для Мамского района. Однако использованная им методика получения термодинамических констант реакций иная. Позднее А. Т. Хитруновым с соавторами (1970) с таких же позиций рассматривалось равновесие калиевого полевого шпата, альбита и мусковита при давлении в 1 атм. Используемые нами методы расчетов подробно изложены В. А. Николаевым и В. В. Доливо-Добровольским (1961), Р. Керном и А. Вайсбродом (1966), Р. Гаррелсом и Ч. Крайстом (1968). Необходимые термодинамические константы минералов (табл. 2) заимствованы из работ И. К. Карпова и др. (1968), Г. Б. Наумова и др. (1971), недостающие рассчитаны по М. М. Ермолаеву (1966), Ф. А. Летникову (1965, 1966).

Как уже было сказано, в мусковитовых пегматитах кварц-мусковитовый агрегат формируется при температурах 400—450° С. Общее давление, при котором протекал этот процесс, оценено И. К. Карповым (1965а) в 9—12 кбар, а парциальное давление H_2O — не больше 2 кбар. В. М. Макагон (Родионов и др., 1972а) оценивает $P_{общ}$ в 6—8 кбар, что соответствует $P_{H_2O}=1$ кбар по расчетным данным А. А. Мараку-

Термодинамические константы минералов и ионов,
участвующих в реакциях

Вещества	$-\Delta Z_{298^\circ}$, ккал./моль	S_{298} , ккал./град. · моль	Cp_{298}
Плаггиоклаз $0.75\text{Na}\{\text{AlSi}_3\text{O}_8\} + 0.25\text{Ca}\{\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8\}$	902.0 *	49.8	49.04
Микроклин $0.7\text{K}\{\text{AlSi}_3\text{O}_8\} + 0.3\text{Na}\{\text{AlSi}_3\text{O}_8\}$	889.15 *	51.8	48.48
Мусковит $\text{KAl}_2\{\text{AlSi}_3\text{O}_{10}\}(\text{OH})_2$	1328.1	69.0	76.8
Биотит $\text{K}(\text{Fe}_{1.25}\text{Mg}_{1.25}\text{Al}_{0.1}) \times$ $\times \{\text{Al}_{1.4}\text{Si}_{2.98}\text{O}_{10}\}(\text{OH})_2$	1340.1 *	90.0	79.5
Пирофиллит $\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{16})_2(\text{OH})_2$	1256.4	59.7	65.8
Кварц	204.64	10.0	10.56
$\text{H}_2\text{O}_{\text{жидк}}$	56.69	16.72	17.99
$\text{H}_2\text{O}_{\text{газ}}$	54.64	45.1	8.02
K^+	67.46	24.2	5.2
Na^+	62.59	14.1	11.1
Ca^{2+}	132.8	13.2	0.2
Mg^{2+}	108.8	-32.7	—
FeOH^+	69.54	1.1	—
AlOH^{2+}	167.46	-37.5	—

Примечание. Звездочкой отмечены величины $-\Delta Z_{298^\circ}$, рассчитанные авторами по методу М. М. Ермолаева (1966).

шева (1968). Эту величину мы и используем для дальнейших расчетов равновесий минералов. По результатам химических анализов водных вытяжек из газовой-жидких включений с учетом данных А. С. Никанорова и др. (1968) были оценены активности ионов, участвующих в процессе метасоматического минералообразования. Для ионов Na и K активности варьируют от 10^{-2} до 10^{-1} , а для Ca^{2+} — 10^{-4} — 10^{-2} . Для остальных ионов приняты минимальные активности, равные 10^{-6} (Говоров, 1967). На основе указанных выше параметров построены поля устойчивости мусковита, плаггиоклаза № 25, микроклина, биотита. Кроме того, рассмотрено равновесие между мусковитом и пирофиллитом, так как известно (Folk, 1947; Hemley, 1959; И. П. Иванов, 1971), что при высоких температурах и давлениях и при низких активностях калия и алюминия в растворе в кислой среде образуется вместо мусковита пирофиллит. Исходные уравнения реакций и их термодинамические константы приведены в табл. 3.

Соотношение полей устойчивости плаггиоклаза, микроклина, мусковита, биотита и пирофиллита в координатах $\lg a_{\text{K}^+} - \text{pH}$ при 400°C показано на рисунке. Область устойчивости мусковита находится в довольно узких пределах pH 2.8—4.5, при активности $>10^{-3}$. Увеличение активности ионов калия приводит к смещению равновесия (I) мусковит—пла-

Уравнения реакций и соответствующие им значения $\Delta Z_{\text{реак}}$ и $\lg K$

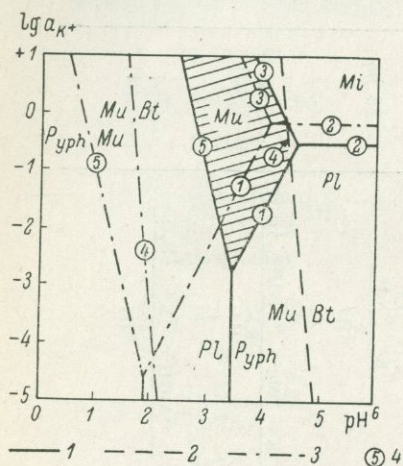
Номер уравнения	Тип замещения	Уравнение реакций	Константа равновесия реакций (K)	$P_{\text{тв}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ атм.}$			
				$\Delta Z_{\text{реак}}$ (ккал./моль)		$\lg K$	
				400° C	500° C	400° C	500° C
1	$\text{Pl} \leftarrow \text{Mu} + \text{Qu}$	$1.2\text{Pl} + \text{H}^+ + 0.5\text{K}^+ = 0.5\text{Mu} + 1.8\text{Qu} + 0.9\text{Na}^+ + 0.3\text{Ca}^{2+}$	$\frac{a_{\text{Na}^+}^{0.9} \cdot a_{\text{Ca}^{2+}}^{0.3}}{a_{\text{H}^+} \cdot a_{\text{K}^+}^{0.5}}$	-8.42	-7.26	+2.74	+2.05
2	$\text{Pl} + \text{Qu} \leftarrow \text{Mi}$	$\text{Pl} + \text{Qu} + 0.875\text{K}^+ = 1.25\text{Mi} + 0.25\text{Ca}^{2+} + 0.375\text{Na}^+$	$\frac{a_{\text{Na}^+}^{0.375} \cdot a_{\text{Ca}^{2+}}^{0.25}}{a_{\text{K}^+}^{0.875}}$	+2.94	+4.26	-0.96	-1.20
3	$\text{Mi} \leftarrow \text{Mu} + \text{Qu}$	$3\text{Mi} + 2\text{H}^+ = \text{Mu} + 6\text{Qu} + 0.9\text{Na}^+ + 1.1\text{K}^+$	$\frac{a_{\text{K}^+}^{1.1} \cdot a_{\text{Na}^+}^{0.9}}{a_{\text{H}^+}^2}$	-23.96	-24.77	+7.78	+7.00
4	$\text{Bt} \leftarrow \text{Mu} + \text{Qu}$	$2\text{Bt} + 8.5\text{H}^+ = \text{Mu} + 2.5\text{FeOH}^+ + 2.5\text{Mg}^{2+} + \text{K}^+ + 2.8\text{Qu} + 4.0\text{H}_2\text{O}$	$\frac{a_{\text{K}^+} \cdot a_{\text{Mg}^{2+}}^{2.5} \cdot a_{\text{FeOH}^+}^{2.5} \cdot f_{\text{H}_2\text{O}}^4}{a_{\text{H}^+}^{8.5}}$	-6.88 (-7.43) *	-0.13 —	+2.17 (+2.41) *	+0.04 —
5	$\text{Mu} \leftarrow \text{Pyph}$	$\text{Mu} + 4\text{H}^+ = 0.75\text{Pyph} + 1.5\text{AlOH}^{2+} + \text{K}^+ + 1.5\text{H}_2\text{O}$	$\frac{a_{\text{AlOH}^{2+}}^{1.5} \cdot a_{\text{K}^+} \cdot f_{\text{H}_2\text{O}}^{1.5}}{a_{\text{H}^+}^4}$	-4.57 (-5.81) *	-4.45 —	+0.88 (+1.08) *	+1.26 —

* Значения $\Delta Z_{\text{реак}}$ при $\text{H}_2\text{O}_{\text{газ}}$.

гиоклаз в область менее кислых сред в отличие от равновесия (3) между микроклином и мусковитом, которое при этом сдвигается в сторону повышения кислотности. Равновесия (4) между мусковитом и биотитом в незначительной степени зависит от активности ионов калия и в основном определяется концентрацией водородных ионов. Линия равновесия мусковит—пиррофиллит ограничивает область устойчивости мусковита со стороны низких значений рН.

Как уже отмечалось выше, кварц-мусковитовый агрегат практически не развивается по микроклину. Это свидетельствует о том, что образование мусковита за счет плагиоклаза протекало в условиях равновесия между микроклином и мусковитом, т. е. при достаточно высоких значениях активности ионов калия ($a_{K^+} = 10^{-1}$).

Приведенные выше реакции между биотитом, мусковитом и пиррофиллитом рассматривались при участии воды в виде жидкой фазы. Участие воды в виде газовой фазы обуславливает значительное смещение линий равновесия между этими минералами в область более кислых сред. При этом поле устойчивости мусковита лежит в интервале рН 1—2. Эти условия вряд ли достигаются в природных процессах (Fyfe et al., 1958). Таким образом, одним из наиболее благоприятных условий для образования мусковита является существование воды в виде жидкой фазы.



Соотношение полей устойчивости плагиоклаза, микроклина, мусковита, биотита и пиррофиллита.

1 — положение линий равновесия при: $H_2O_{\text{жидк}}$, $400^\circ C$, $a_{Na^+} = 10^{-1}$, $a_{Ca^{2+}} = 10^{-4}$, $a_{Mg^{2+}} = a_{Fe} = a_{\Sigma Al} = 10^{-6}$; 2 — продолжение линии равновесия Mu-Bt (ур. 4) вне поля их устойчивости; 3 — положение линий равновесия при: $H_2O_{\text{газ}}$, $500^\circ C$ и тех же активностях ионов; 4 — номер уравнения (см. табл. 3). *Заштриховано* поле устойчивости мусковита.

Формирование «пегматоидного» мусковита и субидиоморфных блоков микроклина и плагиоклаза происходит в условиях равновесия двух или трех минералов. В безмикроклиновых пегматитах одновременная кристаллизация мусковита и плагиоклаза идет по линии их равновесия при $pH < 4.2$ и $a_{K^+} < 10^{-1}$. В микроклинсодержащих пегматитах условиям равновесной кристаллизации мусковита, плагиоклаза и микроклина отвечает на диаграмме тройная точка с параметрами $pH = 4.5$ и $a_{K^+} \approx 10^{-1}$.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Анализ минеральных равновесий на основе термодинамических расчетов показал, что необходимым условием образования мусковита является присутствие воды в виде жидкой фазы и температура ниже ее критической точки (для минерализованных растворов $< 400-450^\circ C$).

2. Кристаллизация мусковита происходит при достаточно высоких активностях иона калия ($a_{K^+} = 10^{-1}$), когда между мусковитом и микроклином поддерживается подвижное равновесие. Это свидетельствует о том, что интенсивное замещение плагиоклаза мусковитом следует рассматривать не как процесс гидролиза полевых шпатов, а как проявление калиевого метасоматоза.

3. Формирование парагенетической ассоциации $Mu+Pl+Mi$ в пегматите крупноблоковой структуры происходит в условиях равновесия мусковита, плагиоклаза и микроклина при $pH \approx 4.5$, $a_{K^+} \approx 10^{-1}$ и температуре $400^\circ C$.

А. С. ТАЛАНЦЕВ

О ГЕНЕЗИСЕ МУСКОВИТА В ГРАНИТОИДНЫХ ПЕГМАТИТАХ КОЧКАРСКОГО РАЙОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Изученное пегматитовое поле приурочено к провесу кровли Кочкарского интрузива микроклиновых гранитов, выходящего на дневную поверхность в виде трех разобщенных массивов — Санарского, Борисовского и Еремкинського. Метаморфическая толща кровли, по уровню метаморфизма отвечающая ставролит-биотит-гранатовой субфации амфиболитовой фации, прорывается большим количеством сложных по конфигурации даек лейкократовых гранитов. Все обнаруженные пегматиты локализованы внутри и на выклинивании этих даек. Форма их весьма разнообразна: жилы, шпирь, линзы, трубообразные или сложно-ветвистые обособления и т. д. Размеры обычно невелики и измеряются первыми десятками кубических метров, исключение составляют лишь жилы пегматиты на выклинивании даек, объем которых достигает нескольких тысяч кубических метров. Насыщенность лейкократовых гранитов пегматитовыми обособлениями увеличивается по удалению от гранитного массива: в периферии поля пегматитов занимают до 30—40% объема даек.

Пегматиты не укладываются в рамки существующей классификации. Хотя под кварцевыми ядрами многих тел обнаруживаются хрусталеносные друзовые полости (Таланцев, 1969б), они резко отличаются от классических хрусталеносных пегматитов Вольни и Казахстана необычно высоким содержанием мусковита (8.0—13.5% массы), представленного к тому же несколькими генерациями. Кроме того, по характеру минерализации (Таланцев, 1969а) они полностью соответствуют кали-натровому, по А. И. Гинзбургу (1960), или микроклин-альбитовому, по Н. А. Солодову (1962), типу редкометалльных пегматитов. Таким образом, в них совмещены специфические признаки мусковитового, редкометалльного и хрусталеносного типов гранитных пегматитов.

Они отчетливо зональны. От периферии к центру выделяются: 1) мусковитовая оторочка (иногда отсутствует); 2) графическая кварц-микроклиновая зона с многочисленными кварц-мусковитовыми ельчатыми агрегатами, разрастающимися от зальбандов по нормали внутрь пегматита; 3) апографическая кварц-альбит-олигокраз-микроклиновая зона. Ельчатые агрегаты продолжают и в ней. На границе этой зоны с блоковой обычны выделения «кустов» крупнопластинчатого мусковита; 4) зона блокового микроклина; 5) альбит-мусковитовая зона, окаймляющая кварцевое ядро; 6) кварцевое ядро с друзовой полостью под ним; 7) зоны, гнезда позднего автометасоматоза под друзовой полостью или ядром, развивающиеся за счет переработки ранних зон.

Особенности взаимоотношений зон и минералов в них уже рассматривались (Таланцев, 1969б, 1971а); установлено, что развитие зон шло в последовательности, соответствующей их перечислению. Здесь рассматриваются особенности и условия образования мусковита. Детальными исследованиями выделено пять его генераций, различающихся по набору и содержанию элементов-примесей, микровключениям, парагенезису,

положению в пегматитах и времени образования в ходе пегматитового процесса.

I. Тонколеночный грязно-зеленый мусковит эндоконтактных оторочек с вrostками биотита и значительным количеством пылевидной вкрапленности магнетита и граната. Отличается максимальными (до 0.5%) содержаниями FeO, Fe₂O₃, CaO и MgO.

II. Мусковит из кварц-мусковитовых ельчатых агрегатов. Соотношения кварца к мусковиту в них всегда постоянны и в молекулярных количествах равны 10.5 : 1. Цвет зеленовато-серый до жемчужно-серого. Содержание примесей CaO, MgO, FeO и пылевидной вкрапленности граната и магнетита ниже, чем в мусковите первой генерации; биотит редок; довольно обычны микровrostки турмалина. Интересны взаимоотношения мусковита II с ихтиоглиптами кварца графических и апографических зон: его пластинки то препятствуют их росту, то, наоборот, сами ограничиваются в своем развитии плоскими ихтиоглиптами.

III. «Кустовой» крупнопластинчатый мусковит. Рrostки пластин диаметром до 10 см часто со сложным двойникованием. Содержит Rb (0.05—0.15%) и Li (0.03—0.25%); MgO и CaO — следы. Отмечаются микровrostки турмалина и колумбита. Взаимоотношение его с полевыми шпатами апографической и блоковой зон всегда резко различное: по отношению к первым он никогда не бывает идиоморфен, и в то же время практически всегда отчетливо идиоморфен по отношению к блоковому микроклину. Нарастает на мусковит II.

IV. Мусковит из альбит-мусковитового окаймления кварцевых ядер. Отличается повышенным содержанием Rb₂O (0.10—0.40%), Li₂O (0.15—0.95%) и Cs₂O (0.05—0.20%) и малым количеством пылевидной примеси рудных минералов. Очень часты микровrostки альбита. Иногда нарастает на мусковит III.

V. Мусковиты и гидромусковиты из зон позднего аутометасоматоза и друзовых полостей отличаются повышенным содержанием H₂O, F, Li₂O (до 3%), Cs₂O (до 0.9%), Rb₂O (до 1.1%).

От I к V генераций закономерно возрастает количество микропримесей BeO, Ta₂O₅ и снижается содержание TiO₂.

Данные термобарометрии, приведенные ниже, подтверждают вывод о том, что выделенные генерации мусковита возникают на протяжении всего пегматитового процесса.

1. В тонкографических частях графических зон в зальбандах пегматитов, а также в мусковитовых оторочках обнаруживается высокотемпературный кварц, имеющий светло-серый цвет и специфическую матовую поверхность излома, равномернозернистую, без плоскораковистых участков. Минимальную температуру его образования можно оценить по уравнению Иодера $T=572+27P$, где T — температура в °C, P — давление в кбар (Yoder, 1950). По калишпат-альбит-мусковитовому геотермобарометру (Таланцев, 1972) для этих образований получены величины $T=620^{\circ}\text{C}$, $P=2.7$ кбар. Решая уравнение Иодера при данном P , получаем $T=645^{\circ}\text{C}$. По мусковиту из этой пробы плагиоклаз-мусковитовый геотермометр (Таланцев, 1971б) показал значение 585°C , а по четырем дополнительным пробам из зальбандов 570 — 585°C , что с поправкой на давление определяет интервал кристаллизации мусковита I в 645 — 620°C .

2. По кварц-мусковитовым ельчатым агрегатам из графических зон на основе калишпат-альбит-мусковитового геотермобарометра получены значения $T=600$ и 620°C , $P=2.5$ и 2.7 кбар соответственно. По одной пробе такого агрегата из апографической зоны установлены $T=560^{\circ}\text{C}$ и $P=1.7$ кбар. Применение плагиоклаз-мусковитового геотермометра для этих образований дает, с учетом поправок по давлению, величины $T=550$ — 620°C . Двуполевошпатовый геотермометр в варианте И. Д. Ряб-

чикова (1965а) показал для апографических и графических зон по 6 определениям температуры 580—535° С (без поправок по P).

3. По крупнокристаллическому мусковиту из области контактов апографических и блоковых зон три определения методом калишпат-альбит-мусковитового геотермобарометра дали $T=560, 530$ и 520° С и $P=1.8, 1.5$ и 1.3 кбар. По плагиоклаз-мусковитовому геотермометру (7 определений) получены величины 555—505° С. По блоковому микроклину двухполевошпатовый геотермометр Барта-Рябчикова показал для 6 проб вариации T от 505 до 540° С. Важно подчеркнуть, что как по мусковиту, так и по микроклину отчетливо фиксируется снижение температур кристаллизации по мере приближения к кварцевым ядрам.

4. Для мусковитов из зон окаймления кварцевых ядер на основе калишпат-альбит-мусковитового геотермобарометра получены величины $T=505, 490$ и 330° С и $P=1.4, 1.2$ и 0.9 кбар. По плагиоклаз-мусковитовому геотермометру (22 опр.) установлен разброс значений от 510 до 320° С при среднем 460° С. При этом фиксируется отчетливо выраженное снижение температур образования мусковитов в направлении от верхних частей кварцевых ядер к нижним; минимальные значения отмечены вблизи друзовых полостей.

5. Два определения методом калишпат-альбит-мусковитового геотермобарометра по пробам из нижних стенок друзовых полостей дали величины $T=290$ и 230° С и $P=0.9$ и 0.4 кбар. По 7 пробам мусковитов, ассоциирующих с альбитом, получены вариации T от 330 до 210° С, причем наиболее низкое значение отвечает альбит-мусковитовой «присыпке» на кристаллах кварца. Величины эти хорошо согласуются с результатами определений по газово-жидким включениям, выполненных Л. К. Дмитриевым (1968): он установил, что кристаллизация минералов в друзовых полостях рассматриваемых пегматитов шла при P около 0.7 кбар и $T=290-220^{\circ}$ С.

P-T условия формирования изученных мусковитов

Генера-ция	Характер и положение в пегматите	$T, ^{\circ}\text{C}$	$P, \text{кбар}$
I	Ленточный мусковит в эндоконтактных оторочках	640—620	2.9—2.5
II	Ельчатые агрегаты мусковита в графических и апографических зонах	620—550	2.5—1.7
III	Крупнопластинчатый мусковит в апографических и блоковых зонах	560—520	1.8—1.2
IV	Мусковит в зонах окаймления кварцевых ядер	510—320	1.4—0.9
V	Мусковит друзовых полостей и зон позднего автотасоматоза	330—210	0.9—0.4

$P-T$ условия формирования мусковита в изученных пегматитах приведены в таблице. Эти цифры хорошо согласуются с результатами онтогенических наблюдений над последовательностью минералообразования в ходе пегматитового процесса, направленностью изменения химизма мусковитов и свидетельствуют о том, что формирование мусковита в пегматитах шло на всем протяжении процесса, от начальных до конечных его стадий.

Развитие трех первых генераций мусковита сопряжено с микротрещиноватостью стенок и вмещающих пород пегматитов. Там, где они развиты особенно значительно, вокруг пегматитов отмечается интенсивный калиналовый метасоматоз. В целом наблюдающиеся явления хорошо согла-

суются с представлениями о генезисе мусковита в пегматитах, изложенными в работе Ю. Е. Рыцка (1969). Для двух последних генераций установить какую-либо связь с трещинной тектоникой уже не удастся. Поэтому представляется наиболее вероятным, что образование их сопряжено с удалением в твердую фазу избыточной воды и алюминия из остаточных порций пегматитообразующего расплава-раствора.

Появление друзовых полостей обусловлено необычно низким давлением на заключительной стадии пегматитового процесса. При $P < 1$ кбар кристаллизация SiO_2 в условиях изолированных систем идет медленно, что создает благоприятный режим для формирования крупных кристаллов кварца. Кроме того, согласно многочисленным экспериментам, при $P < 0.8$ кбар и $T < 250^\circ \text{C}$ в условиях избытка воды кристаллизация полевых шпатов и слюд резко затруднена и сменяется выделением глинисто-гидрослюдистой массы, которая и образует глинистое выполнение полости.

В. В. ХЛЕСТОВ

ПРОБЛЕМА МАГМАТИЧЕСКОГО МУСКОВИТА В ПЕГМАТИТАХ

Трактовка мусковита в пегматитах как постмагматического сейчас наиболее распространена. Однако ни фактические геологические, ни физико-химические экспериментальные данные не противоречат категорически и предположению о его магматическом генезисе. Более того, как представляется автору, в последнем случае легче объяснить основные закономерности локализации мусковитовых пегматитов и в равной мере успешно трактуются их морфологические особенности.

Принципиальная возможность кристаллизации мусковита из расплавов, насыщенных водой, доказана экспериментально (Segnit, Kennedy, 1961; Бэрнем, 1970; Althaus et al., 1970). В системах с чисто водным флюидом P - T области для кислых расплавов и для мусковита (+кварц) существенно перекрываются, особенно при высоких давлениях. Это перекрытие начинается уже с 3.5—4 кбар. В то же время общеизвестна приуроченность мусковитовых пегматитов к комплексам с дистен-силлиманитовым типом метаморфизма, для которого давление оценивается величинами во всяком случае не ниже названных цифр.

Мусковитовые пегматиты в основном локализируются в зонах, где широко распространены мигматиты, которые трудно трактовать иначе, как проявления анатексиса и связанной с ним дифференциации. Поэтому вряд ли приходится сомневаться, что максимальные температуры здесь отвечали области частичного плавления. Вопрос состоит лишь в том, чтобы обосновать, что кристаллизация самого мусковита отвечала температурам, близким к максимальным, а не связана целиком с более поздними, относительно низкотемпературными процессами. В этом отношении показательно изучение включений в мусковите (Никаноров, Михайлов, 1964б). Гомогенизация первичных включений здесь соответствует температурам в 320°C и выше. С поправкой на давление как минимум в 4—5 кбар (до поля дистена) это с учетом экспериментов по P - T - V соотношениям для воды (Burnham et al., 1969) дает температуру кристаллизации слюды не ниже 650 — 700°C , т. е. в области возможных расплавов.

Расчет для системы с флюидом смешанного состава показывает, что мусковит в равновесии с расплавом может быть только в случае богатых водой флюидов, когда $P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{фл}} \geq 0.75$ — 0.8 . Эти цифры, отнюдь, не кажутся нереальными. Пегматиты соответствующего типа располага-

ются в метapelитовых толщах, которые на прогрессивных этапах метаморфизма, дегидратируясь, отделяют очень большое количество воды, и существование здесь почти чисто водных флюидов и анатектических выделок, насыщенных водой, вполне естественно.

Возражения, ранее выдвигавшиеся против возможности природных расплавов, столь богатых водой (Соболев, 1964а), сейчас в значительной мере сняты. В первую очередь, отсутствие мусковита во вкрапленниках эффузивов уже нельзя признать аргументом такого рода. Как недавно показано (Соболев и др., 1970), богатые водой сравнительно низкотемпературные магмы не имеют шансов подняться близко к поверхности. При снижении давления они быстро кристаллизуются и потому не могут перемещаться высоко вверх (в области с давлением менее 1—1.5 кбар). Можно предполагать, что расплавы, давшие мусковитовые пегматиты, во всех случаях являются малоперемещенными. Их структурное положение, как правило, позволяет объяснять скопления такого расплава сегрегацией анатектических выделок в полостях, возникающих за счет неоднородных деформаций вмещающих толщ (Родионов, 1959).

И наконец, чтобы окончательно подтвердить непротиворечивость предположения о магматической природе мусковита в пегматитах, осталось рассмотреть вопрос о том, как трактуется с этих позиций наблюдающиеся здесь взаимоотношения минералов, и в первую очередь нередко отчетливо фиксирующийся наложенный характер мусковита. Объяснением этому является инконгруэнтность плавления мусковита. Как было ранее показано В. С. Соболевым (1964б), для всех минералов при давлениях, близких к P - T кривой их разложения, плавление имеет инконгруэнтный характер. Поэтому в некотором интервале давлений, начиная с $P_{II} \approx 4$ кбар (рис. 1), мусковит в кварцсодержащих породах может в значительной своей части кристаллизоваться за счет перитектических реакций. Например, при кристаллизации состава, отвечающего точке 3 на диаграмме плавления (рис. 2, б), эта реакция имеет вид: $Ab + Sill + \text{расплав} (L) = Mu$, а в случае точки 4: $KFsp + Sill + L = Mu$. Очевидно, что продукты таких перитектических реакций морфологически ничем не отличимы от наложенных метасоматических образований.

Таким образом, можно считать, что сейчас нет фактов, трактовка которых невозможна, если исходить из предположения о магматической природе мусковита в пегматитах. Альтернативная гипотеза, связывающая его образование с гидролизом полевых шпатов, встречается с гораздо большими трудностями. Для объяснения таких процессов в соответствующих масштабах приходится предполагать интенсивную инфильтрацию растворов. При этом совершенно неясны их источники. Сами пегматитовые тела не могли отделить необходимое количество воды. В то же время большинство мусковитовых пегматитов не имеет связи с какими-либо крупными гранитными массивами. Вмещающие толщи тем более не могли быть источником этих растворов, так как период кристаллизации пегматитов отвечает регрессивному этапу метаморфического цикла, когда вода не только не отделяется, а повсеместно интенсивно поглощается.

Если исходить из магматической гипотезы, приходится предполагать, что с повышением давления увеличивается вероятность образования наиболее ценных крупных кристаллов слюды. Рис. 2 иллюстрирует, как с повышением давления расширяется поле мусковита на диаграммах плавления. Соответственно расширяется и область составов расплава, из которых мусковит кристаллизуется непосредственно (как первая фаза или вдоль котектических линий), а не возникает за счет перитектических или эвтектических реакций. Например, из расплавов, отвечающих точкам 1 и 2, при давлении P_6 (рис. 2, б) мусковит образуется только из эвтектики E_2 и крупные кристаллы сформироваться не могут. При давле-

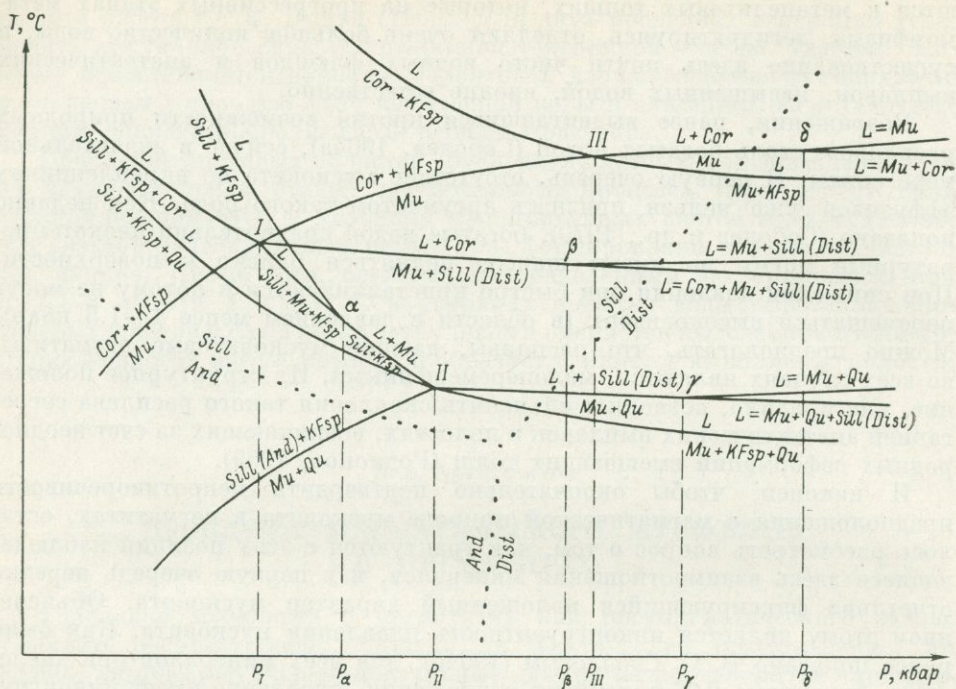


Рис. 1. Схематическая P - T диаграмма для системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$.

P_I, P_{II}, P_{III} — давления, отвечающие невариантным точкам I, II, III; $P_\alpha, P_\beta, P_\gamma, P_\delta$ — давления, отвечающие точкам перехода от конгруэнтного плавления к инконгруэнтному; L — расплав.

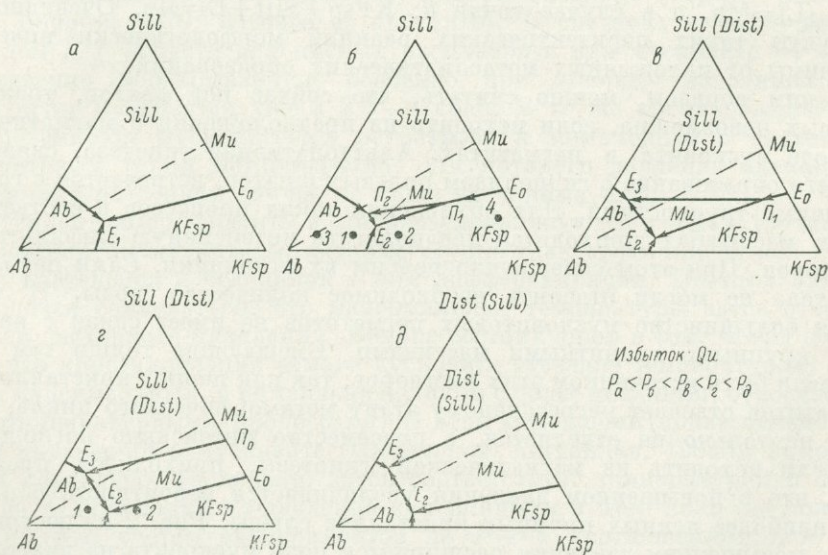


Рис. 2. Принципиальный вид диаграмм плавления для системы силлиманит—альбит—кальцевый полевой шпат (при избытке кварца) для разных давлений.

P_a, P_b, P_c, P_d, P_e — давления, отвечающие диаграммам плавления а—е; E_0, E_1 и т. д. — точки эвтектики, P_1, P_2, P_3 — перетектические точки; 1—4 — фигуративные точки для некоторых составов.

**Схема субфаций для среднетемпературной области регионального метаморфизма
(в *P-T* поле *Mu + Qu*)**

Субфация	Тип по давлению	Температурные условия	Критические ассоциации	Запрещенные ассоциации	Зона прогрессивного метаморфизма	
I. Гранат-мусковит-хлоритовая	And-Sill и Dist-Sill	Переход к низкотемпературной области	$Gr + Chl + Mu + Qu; Al_2SiO_5 + Qu + Chld_{>84}$	Sill; Stav + Bt + Qu; Chld + Bt + Qu; $Al_2SiO_5 + Bt + Qu$; Gr + Bt + Cord + Qu	Gr и Bt (частично)	
II. Гранат-кордиерит-мусковитовая	And-Sill (минимальное <i>P</i>)	Собственно среднетемпературная область	Stav + Bt + Mu + Qu + Gr _{>89}	Stav + Cord + Bt + Mu + Qu; Gr + Cord + Bt + Mu + Qu	Chl + Mu + Qu; Chld + Mu + Qu; $Al_2SiO_5 + Bt + Qu$; Dist	Cord, And и Stav (частично)
III. Андалузит-ставролитовая	And-Sill (максимальное <i>P</i>)			And + Stav + Cord + Bt + Qu; And + Stav + Mu + Bt + Qu	Dist; Gr + Chl + Mu + Qu; Mu + Chl + Qu; Gr + $Al_2SiO_5 + Bt + Qu$; Stav + Cord + Mu + Qu; Gr + Cord + Mu + Qu	Cord, And и Stav (частично)
IV. Дистен-биотит-ставролитовая	Dist-Sill (минимальное <i>P</i>)		$Al_2SiO_5 + Stav_{<72-73} + Bt + Mu + Qu$; Stav + Bt + Gr _{<86} + Mu + Qu	Stav + Bt + Gr ₈₀₋₈₆ + Mu + Qu; Dist + Bt + Mu + Qu + Stav ₆₇₋₇₃ ; Dist + And (Sill) + Stav + Mu + Qu	$Al_2SiO_5 + Gr + Bt + Qu$; Gr + Chl + Mu + Qu; Chld + Bt + Qu; $Al_2SiO_5 + Chld + Chl + Qu$	Stav, Dist и Sill (частично)
V. Дистен-гранат-ставролитовая	Dist-Sill (среднее <i>P</i>)			Stav + Bt + Mu + Qu + Gr _{<80}	And; Sill; Dist + Gr + Bt + Qu; Gr + Chl + Mu + Qu; Chld + Bt + Qu + Mu; $Al_2SiO_5 + Chl + Chld + Qu$; Stav + Qu + Cord	Stav и Dist

Субфация	Тип по давлению	Температурные условия	Критические ассоциации	Запрещенные ассоциации	Зона прогрессивного метаморфизма
VI. Биотит-хлоритовидная	Dist-Sill (максимальное P)	Собственно среднетемпературная область	Chld + Bt + Mu + Qu; Dist + Chl + Qu + Chld _{<80}	And; Sill; Cord + Stav + Qu; Gr + Cord + Mu; Gr + Stav + Bt + Qu; Gr + Chl + Mu + Qu	Dist, Stav, Chld
VII. Силлиманит-гранат-биотитовая	And-Sill	Переход к высокотемпературной области	And + Gr + Bt + Mu + Qu; Sill + Bt + Mu + Qu + Gr _{>89}	Dist; Chld + Qu; Chl + Mu + Qu; Stav + Mu + Qu; Gr + Cord + Mu; Al ₂ SiO ₅ + Chl + Qu	And, Sill
VIII. Дистен-биотит-мусковитовая	Dist-Sill (минимальное P)		Dist (Sill) + Bt + Mu + Qu + Gr ₈₀₋₈₉	And; Stav + Mu + Qu; Chld + Mu + Qu; Gr + Cord + Mu; Chl + Mu + Qu	Dist, Sill
IX. Дистен-гранат-мусковитовая	Dist-Sill (максимальное P)		Dist + Bt + Mu + Qu + Gr _{<80} ; Dist + Chld + Gr + Bt + Qu	And; Sill; Stav + Mu + Qu; Cord + Gr; Cord + Stav; Chl + Mu + Qu; Chld + Mu + Qu	Dist

Примечание. Присутствие критических ассоциаций сразу двух субфаций указывает на переходные P - T условия. Цифра в индексе минерала соответствует его железистости.

нии P_2 (рис. 2, з) из тех же расплавов часть мусковита кристаллизуется на котектических линиях E_2E_3 и E_0E_2 , т. е. при этом происходит постепенное увеличение размеров уже существующих кристаллов.

В связи с вышесказанным особое значение приобретает детализация оценок давления при метаморфизме. Нами была проведена работа в этом направлении и предложена новая схема субфаций для среднетемпера-

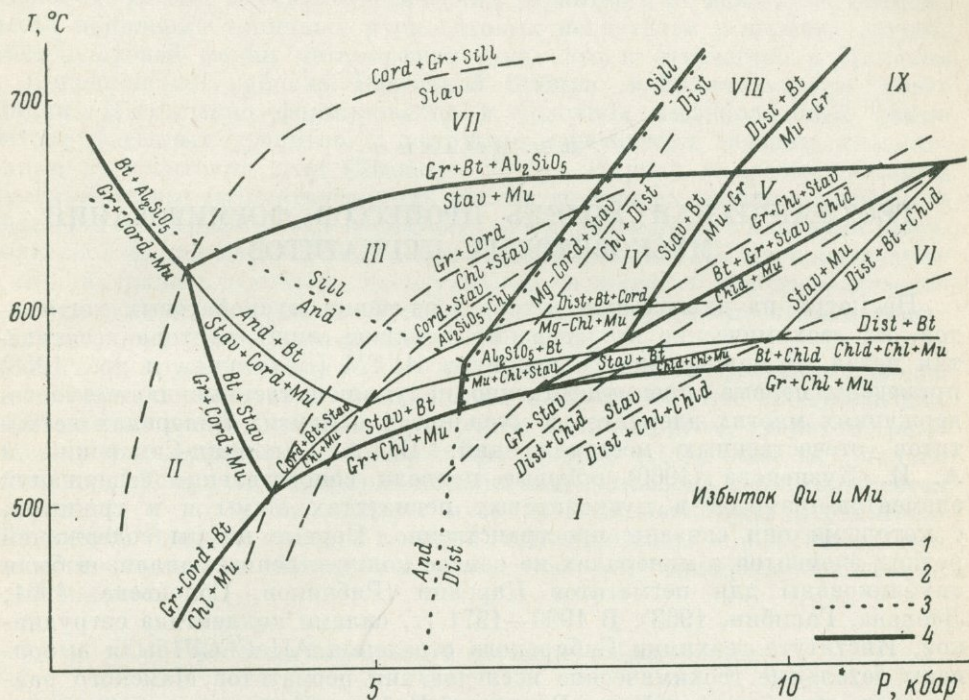


Рис. 3. P - T диаграмма для метапелитов с кварцем и мусковитом.

1—2 — моновариантные линии для равновесий, зависящих от присутствия мусковита (1), независящих от его присутствия (2); 3 — границы полей устойчивости Sill, Dist, And; 4 — границы предлагаемых субфаций (I—IX, см. таблицу).

турной области метаморфизма (Кеппежинскас, Хлестов, 1974). Соответствующие материалы этой работы приведены на рис. 3 и в таблице. Предлагаемые субфации могут диагностироваться как по критическим минеральным ассоциациям, так и по составу минералов в широко распространенных парагенезисах.

Если принять, что мусковит кристаллизуется из сегрегаций анатектического расплава, приходится особое внимание уделять также и литологическому контролю вмещающих толщ. В частности, как наиболее перспективные должны рассматриваться типичные метапелиты.

III. ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Б. М. ШМАГИН

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Несмотря на длительную историю изучения мусковитовых пегматитов, их геохимические исследования начались лишь полтора десятилетия назад. В монографии сотрудников ИГЕМ (Белянкина и др., 1958) приведены первые, преимущественно полуколичественные данные о содержаниях многих элементов в мусковитах и других минералах пегматитов отечественных месторождений. В. А. Дворкин-Самарский и А. И. Кузнецова (1960) впервые провели сопоставление содержаний элементов-примесей в мусковитовых пегматитах Мамы и в гранитах, с которыми они связаны пространственно. Первые цифры содержаний редких элементов в минералах на основе количественных анализов были опубликованы для пегматитов Карелии (Рябчиков, Соловьева, 1961; Леонова, Галибин, 1963). В 1960—1971 гг. силами коллектива сотрудников, Института геохимии Сибирского отделения АН СССР были выполнены детальные геохимические исследования пегматитов Мамского района и многих других районов Восточной Сибири. Кроме того, были получены сравнительные данные для всех мусковитоносных пегматитовых поясов Индии. Продолжалось изучение карельских и кольских мусковитовых пегматитов (Сафронова, 1966; Боровиков, Игнатьева, 1969; Гордиенко и др., 1972). В результате к настоящему времени имеется достаточно полная картина геохимических особенностей мусковитовых пегматитов и поведения широкой гаммы элементов в процессах их формирования.

Геологические факторы

Естественно, что геохимические особенности мусковитовых пегматитов определяются геологической обстановкой, в которой происходило их образование и изменение. Одной из главнейших геологических черт мусковитовых пегматитов является постоянная приуроченность пегматитовых поясов к структурам сжатия (Родионов, 1964а). Для слюдоносных районов Восточной Сибири характерно их положение в складчатых сооружениях, окаймляющих с юга Сибирскую платформу. Возраст пегматитов не имеет определяющего значения, так как эта территория в течение многих тектоно-магматических этапов находилась в обстановке перманентного сдавливания (Пейве, 1961). Мусковитоносные пегматитовые пояса Индии и Карело-Кольского региона также связаны с осложняющими структурами сжатия разного возраста. По-видимому, этот фактор создает предпосылки для метаморфизма серии высоких давлений как следствия стресса и давления летучих компонентов, не удаляющихся

из пород (см. наст. сб., стр. 72). Установленное по включениям в минералах давление 5—8 кбар при первичном образовании пегматитов (Макагон, Шмакин, 1969) в несколько раз превышает возможную величину литостатического давления перекрывающих пород.

Фактор приуроченности мусковитовых пегматитов к породам, метаморфизованным в температурных условиях амфиболитовой фации (Соколов, 1970а), имеет статистический характер и не исключает возможности появления типичных мусковитовых пегматитов в породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, как это и отмечается в Мамском и Кондаковском районах Восточной Сибири, в Раджастанском поясе Индии. Несомненно формирование в условиях амфиболитовой фации метаморфогенных гранитов, с которыми генетически связаны инъекционные пегматитовые тела (Шмакин, 1973). Наряду с преобладающими инъекционными (магматическими) телами во многих районах развиты и первично метаморфические пегматиты, всегда связанные с породами амфиболитовой фации метаморфизма. Однако образование зон мусковитизации в них, а также в гранитах, магматических пегматитах и непосредственно в метаморфических породах обусловлено деятельностью послемагматических растворов тех же метаморфогенных гранитов.

Во всех крупных мусковитоносных районах метаморфические породы, вмещающие пегматитовые тела, богаты алюминием. Это плагиогнейсы, двуслюдяные сланцы, обычно с дистеном, силлиманитом, гранатом, реже ставролитом; амфиболиты, содержащие больше Al_2O_3 , чем их аналоги в других районах. Повышенным количеством глинозема характеризуются и граниты, с которыми связаны мусковитовые пегматиты (Архангельская, 1964). Влияние фактора высокой глиноземистости пород сказывается главным образом в период послемагматического минералообразования в пегматитах.

Процессы первичного пегматитообразования

Первично метаморфические пегматиты, развитые наиболее широко в Мамском и проявившиеся во многих других мусковитоносных районах, образуются при метаморфической сегрегации материала вмещающих пород. Они не отличаются от гнейсов по химическому составу, а состав граната и биотита в тех и других дают одинаковый интервал температур образования: 500—650° С (Макагон, 1971). По включениям жидкой углекислоты давление при образовании метаморфических пегматитов определено в 5—7.5 кбар.

Образование инъекционных пегматитовых тел связано с формированием двуполевошпатовых гранитов. Этот процесс проходил при более высокой температуре, чем метаморфизм (интервал 650—700° С) и требовал привноса калия. То и другое обеспечивалось, по-видимому, ювенильными растворами, циркулировавшими вдоль зон глубоких разломов. Повышение температуры вызвало соответствующее увеличение давления в поровой фазе (до 8 кбар). Инъекция расплава и кристаллизация первичных эндоконтактной и графической зон (Коржинский, 1937а), содержащих калиевый полевошпат, создали ситуацию геохимического контраста. Инъекционные тела на фоне вмещающих пород образуют положительную аномалию по содержаниям калия и сопутствующих ему элементов.

Высокое давление, при котором происходило первичное образование мусковитовых пегматитов, обусловило многие геохимические особенности этих пород, отличающие их от других гранитных пегматитов.

Самым характерным элементом мусковитовых пегматитов магматического происхождения является барий, содержания которого в калиевом полевошпате достигают 2—3%, в мусковите 1.8, в биотите 0.8%. Средние

содержания Ва в инъекционных пегматитовых телах разных месторождений мусковита превышают кларковые в 2—6 раз, в то время как в других гранитных пегматитах его значительно меньше, чем в гранитах в среднем. В связи с этим мусковитовые пегматиты по их геохимической специализации вполне могут именоваться *бариевыми*. Содержания Sr и Pb в типичных мусковитовых пегматитах также выше средних, однако их поведение не столь однозначно, как поведение Ва. В то время как Ва почти целиком входит в позицию К в решетках породообразующих минералов, Sr распределяется между К и Са. И если концентрации Sr в калиевых минералах мусковитовых пегматитов, как и Ва, значительно выше кларковых, то средние содержания этого элемента в пегматитовых телах превышают кларковые лишь в 1.5—2 раза. Концентрации Pb в калишпатах и слюдах мусковитовых пегматитов также выше средних, но все же максимальные содержания этого элемента отмечаются в минералах пегматитов иного типа, в частности в гипабиссальных пегматитах с амазонитом.

В то время как средние содержания Ва, Sr и Pb в калишпатсодержащих мусковитовых пегматитах и материнских гранитах значительно превышают кларковые, содержания других элементов-примесей обычно ниже кларковых (табл. 1). Особенно резко это видно на примере Rb и Cs, ти-

Таблица 1

Средние содержания элементов-примесей (г/т) в гранитах и пегматитах Мамского района в сравнении с кларковыми

Породы	Ba	Sr	Pb	Sn	Tl	Li	Rb	Cs	Be	Ce	Y
Пегматоидные граниты	5500	820	24	3	0.9	34	122	2	1.5	32	3
Магматические (инъекционные) пегматиты	2850	425	55	3	1.5	28	178	3	2.2	58	8
Они же измененные	2100	325	46	4	2.2	45	140	2	4.0	140	14
Метаморфические пегматиты	620	612	13	2	0.6	22	35	1	2.0	37	4
Они же измененные	430	450	6	2	1.5	32	37	1	2.2	125	17
Мусковит-плагноклазовые жилы	1540	165	19	3	0.8	14	142	2	8.5	90	18
Кларки кислых пород (Виноградов, 1962)	830	300	20	3	1.5	40	200	5	5.5	100	34
Кларки гранитов, бедных кальцием (Turekiane, Wedepohl, 1961).	840	100	19	3	2.3	40	170	4	3	92	40

пичных пегматитовых элементов, концентрации которых в гранитных пегматитах в среднем соответственно в 2 и 9 раз выше кларковых (Солодов, 1969). Механизмом проявления геохимической специализации пегматитов, по-видимому, является характер изоморфизма в калишпате. Высокое давление должно способствовать изоморфному вхождению в позицию К относительно небольших двухвалентных ионов Ва, Sr и Pb и препятствовать вхождению крупных одновалентных ионов Rb и Cs (Шмакин, 1971а).

Весьма примечательно, что первичные содержания Ва и Sr в плагноклазе, где эти элементы входят в позицию Са, двухвалентного элемента, имеющего меньший ионный радиус, чем у Ва и Sr, в мусковитовых пегматитах и их гранитах ниже средних. Проявляется та же закономерность: повышенное давление препятствует вхождению элементов, увеличивающих параметры кристаллической решетки минералов. Аналогичным образом можно объяснить повышенное содержание Тl и пониженное Nb и Та в биотите мусковитовых пегматитов (Шмакин и др., 1972). Так как биотит является единственным минералом — концентратором и носителем

этих элементов в первичных ассоциациях пегматитов, средние их содержания в мусковитовых пегматитах имеют те же отклонения от кларковых.

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты Восточной Сибири и Индии, образовавшиеся в условиях пониженных по сравнению с мусковитовыми пегматитами давлений, характеризуются некоторым снижением концентраций Ba, Sr и Pb. Содержание же Rb, Cs, Nb, Ta, а также Tl, Sn и F здесь повышены, что еще раз подчеркивает функциональную связь концентраций редких элементов в пегматитах с величиной давления при их первоначальном образовании. Как явствует из результатов анализов (Шмакин, 1971а, 1973), в полевых шпатах и слюдах редкометалльно-мусковитовых пегматитов наблюдается также повышение содержаний Li и Be. Однако эти элементы ведут себя не столь однозначно, как упомянутые выше. Их концентрации в породообразующих минералах повышены лишь при специализации пегматитов на данный элемент. В пегматитовых телах, содержащих берилл, больше Be в плагиоклазе и слюдах, а в жилах, несущих лепидолитовую и цинвальдитовую минерализацию, отмечаются резко повышенные концентрации Li в калишпате, плагиоклазе и мусковите. В других же пегматитовых телах редкометалльно-мусковитового типа этих аномалий нет.

Как видно из данных табл. 1, метаморфические пегматиты, не испытавшие послемагматических изменений, имеют низкие концентрации как «редкометалльных» элементов (Li, Rb, Cs, Be), так и элементов, свойственных инъекционным мусковитовым пегматитам (Ba и Pb). Только концентрации Sr в них соизмеримы с таковыми в гранитах и инъекционных пегматитах, что связано с достаточно высоким содержанием анортитовой составляющей (25—40%) в плагиоклазе метаморфических пегматитов.

Содержания редкоземельных элементов во всех разновидностях гранитов и пегматитов Мамского района, за исключением послемагматических жил, значительно ниже кларковых (табл. 1). Еще меньше этих элементов в пегматитах Индии. Лантаноиды и иттрий не являются элементами-индикаторами геохимической специализации пегматитов. Как было показано В. А. Леоновой (1965), редкоземельные элементы, уран, цирконий и гафний заимствуются пегматитами из вмещающих пород. Мусковитовые пегматиты разных регионов резко отличаются друг от друга по содержанию ряда аксессуарных минералов: ортита, монацита, ксенотима, циркона, уранинита. В частности, два последних минерала, так характерные для пегматитов Карело-Кольского региона, по существу отсутствуют в пегматитах Восточной Сибири. Ортит и монацит, обычные аксессуарные минералы последних, редко встречаются в пегматитах Индии.

Таким образом, геохимическую специфику наиболее распространенных инъекционных мусковитовых пегматитов составляют высокие содержания группы двухвалентных элементов-примесей: Ba, Sr и Pb, в то время как концентрации многих других рассеянных элементов, характерных для гранитных пегматитов, в них понижены. Эти особенности свойственны как неизменным пегматитовым телам мусковитоносных пегматитовых полей (эти тела можно было бы назвать «потенциально мусковитоносными»), так и реликтовым первичным парагенезисам жил, подвергшихся процессам послемагматического замещения.

Процессы послемагматического изменения и образования пегматитов

Большинство пегматитовых тел остается не измененными или подвергается автометасоматическим преобразованиям послемагматического этапа. Эти преобразования незначительны в жилах с мусковитовой специа-

лизацией и более интенсивны в редкометалльно-мусковитовых пегматитах, где в результате процессов гидролиза образуются скопления мусковита. Главная же масса мусковита возникает при наложении «чужих» (отходящих от материнских гранитов) послемагматических растворов на инъекционные пегматитовые тела, на первично метаморфические пегматиты, на граниты и прямо на метаморфические породы. Строго говоря, мусковит-содержащие зоны за пределами инъекционных тел не являются собственно пегматитами и должны называться пегматитоподобными породами. Однако следуя традиции, мы называем их здесь пегматитами и говорим о послемагматическом образовании части пегматитов.

Изучение мусковитовых пегматитов дает всестороннее подтверждение положению А. И. Гинзбурга (1960, стр. 11): «... развитие пегматитового процесса состоит в закономерной смене одних щелочных этапов другими». Изменение относительной роли щелочных элементов определяется эволюцией кислотности—щелочности послемагматических растворов (Шмакин, 1963), вызываемой постепенным снижением температуры процесса. Ранняя щелочная стадия сменялась стадиями возрастания кислотности, максимальной кислотности и нового повышения щелочности.

На ранней щелочной стадии послемагматического метасоматоза образуется ассоциация калишпата с биотитом, формируется апографическая структура сростаний кварца и калишпата. В некоторых случаях происходит замещение микроклином первичного плагиоклаза. Однако привноса калия не происходит, а среднее его содержание в апографических зонах примерно то же, что в первичных графических, и ниже, чем в блоково-графических зонах.

Максимальным развитием в мусковитовых пегматитах пользуются послемагматические процессы стадии возрастания кислотности, во время которых происходили гидролиз калишпата и плагиоклаза, замещение биотита мусковитом, формирование послемагматических мусковит-плагиоклазовых жил и зон мусковитизации в гранитах. Интенсивность процессов кислотного выщелачивания обусловлена высокой глиноземистостью вмещающих пород, выполнявших роль «фильтра» для послемагматических растворов и понижавших их щелочность (Никитин, 1959а).

Гидролиз полевых шпатов и замещение биотита мусковитом приводили к переходу в раствор значительных количеств К, Na, Ca, Mg, Fe, Ba, Sr и других элементов. Они входят в состав мусковита, плагиоклаза, апатита, турмалина и других минералов. Следует подчеркнуть высокое содержание примесей Ba и Sr в мусковите стадии возрастания кислотности. Оно определяется как высоким потенциалом этих элементов в растворах, так и достаточно большим давлением в растворах на этой стадии — порядка 4 кбар. Типичный «рубиновый» мусковит кварц-мусковитового замещающего комплекса мусковит-плагиоклазовых жил Индии и Восточной Сибири содержит 0.2—0.6% Ba. В мусковите зон кварцевого замещения («пегматоидном»), образовавшемся в стадию максимальной кислотности, содержания Ba резко понижаются.

Процессы стадий максимальной кислотности и нового повышения щелочности развиты в мусковитовых пегматитах в значительно меньшей степени, чем предшествующие. Они приурочены к части замещенных инъекционных тел, мусковит-плагиоклазовых жил и зон замещения в гранитах. При этом проявляются они совместно (кроме зон в гранитах), так что участки проявления стадии нового повышения щелочности можно рассматривать как зоны осаждения компонентов, вынесенных из зон окварцевания. Это прежде всего Na, K и Al (альбит и мусковит), а вместе с ними — компоненты аксессуарных минералов (гранат, апатит, турмалин, берилл, колумбит), содержащихся в зонах альбитизации. Нако-

нец, в отдельных инъекционных телах проявлены самые поздние щелочные процессы: вынос кварца с образованием кристаллов горного хрусталя в друзах растворения.

Содержания элементов-примесей в минералах послемагматических зон определяются двумя главнейшими факторами: 1) неуклонным снижением температуры и давления на протяжении послемагматического этапа и 2) волнообразным изменением кислотности послемагматических растворов. Первый фактор определяет постепенное снижение концентраций Са в плагиоклазе, Na в калишпате, Ba и Sr во всех минералах. Содержание же Rb и Cs в калиевых минералах с понижением температуры и давления растут, так что, например, последняя генерация мусковита мусковитовых пегматитов аналогична по концентрациям этих элементов первой генерации мусковита редкометалльных пегматитов. Второй фактор определяет соотношения между кристаллохимически близкими элементами, имеющими разную щелочность. Величины K/Rb, Rb/Cs, Sr/Ba, Y/Ce и других отношений менее щелочного элемента к более щелочному

Таблица 2

Средние значения индикаторных отношений в генерациях минералов мусковитовых пегматитов (Мамский район)

Минерал	Минеральная ассоциация	Индикаторные отношения				
		Sr/Ba	K/Rb	Rb/Cs	$\Sigma Y/\Sigma Ce$	Y/Ce
Плагиоклаз	Первичные структуры . . .	4.4	480	0.67	0.036	—
	Кварц-мусковитовый комплекс	7.4	442	0.75	0.044	—
	Зоны кварцевого замещения	8.7	567	0.82	0.048	—
	Зоны альбитизации . . .	5.0	510	0.67	0.037	—
	Зоны растворения кварца	0.44	412	0.50	—	—
Калиевый полевой шпат	Первичные структуры . .	0.090	311	644	0.058	—
	Апографическая структура	0.16	164	152	0.039	—
	Зоны кварц-мусковитового замещения	0.20	374	141	0.052	—
	Зоны кварцевого замещения	0.30	400	167	0.128	—
Биотит	Эндоконтактные оторочки	0.0006	107	10	—	—
	Лейсты в апографике . .	0.0003	102	9	—	—
	Кварц-мусковитовый комплекс	0.0020	90	14	—	—
	Зоны кварцевого замещения	0.0027	102	34	—	—
Мусковит	Кварц-мусковитовый комплекс	0.020	330	11	—	—
	Зоны кварцевого замещения	0.036	556	15	—	—
	Зоны альбитизации . . .	0.10	66	11	—	—
Апатит	Кварц-мусковитовый комплекс	—	—	—	0.15	1.4
	Зоны кварцевого замещения	—	—	—	0.27	3.1
Гранат	Кварц-мусковитовый комплекс	—	—	—	2.3	15
	Зоны кварцевого замещения	—	—	—	8.0	63
Ортит	Апографическая структура	—	—	—	0.042	0.040
	Кварц-мусковитовый комплекс	—	—	—	0.040	0.064
Монацит	Кварц-мусковитовый комплекс	—	—	—	0.016	0.020
	Зоны кварцевого замещения	—	—	—	0.032	0.068

Примечание. Для плагиоклаза и калиевого полевого шпата в графе $\Sigma Y/\Sigma Ce$ приведены значения Y/Ce.

изменяется в соответствии с эволюцией кислотности растворов. Многочисленные примеры таких соотношений мы получаем при сравнении генераций полевых шпатов, слюд и аксессуарных минералов (табл. 2).

Сравнение валового состава неизмененных и измененных инъекционных пегматитов показывает, что в последних заметно сокращается количество K, Ba, Sr, Pb, Rb, Cs, т. е. всех элементов, свойственных калиевому полевому шпату (табл. 1). Эти изменения обусловлены гидролизом калишпата и увеличением роли кварца в пегматитовых телах. Доля же многих других редких элементов растет. Аналогичные закономерности отмечаются при сравнении неизмененных и измененных первично метаморфических пегматитов. Лишь содержания Rb, Cs и Sn здесь сохраняются на прежнем низком уровне.

В составе послемагматических мусковит-плаггиоклазовых жил содержания большинства компонентов (кроме Si, Ba и Be) ниже кларковых. Эти жилы образуются одновременно с зонами кварц-мусковитового замещения в инъекционных пегматитовых телах и близки им по составу. Увеличенные содержания Rb, Cs и Be (табл. 1) объясняются тем, что в них обычно проявляются процессы стадии нового повышения щелочности, с которыми связаны берилл и поздний мусковит, содержащий много Rb и Cs.

Таким образом, послемагматические процессы в мусковитовых пегматитах приводят к «сглаживанию» их геохимических особенностей благодаря постепенному понижению давления и температуры, изменяющими состав минералов как непосредственно, так и через посредство волнообразно изменяющейся кислотности—щелочности среды. Содержание «мусковитовых» элементов (Ba, Sr, Pb) в инъекционных пегматитовых телах сокращаются. Часть их входит в состав минералов пегматитов, образующихся на послемагматическом этапе, а остальная выносится во вмещающие породы.

Процессы взаимодействия пегматитов с вмещающими породами

Изменения вмещающих пород вызываются теми же наложенными послемагматическими растворами, что и изменения самих пегматитов. В связи с этим вокруг незамещенных инъекционных тел, в том числе и подвергшихся аутометасоматическим преобразованиям, изменения вмещающих пород выражены слабо. И наоборот, вокруг замещенных пегматитовых тел, а также пегматитов послемагматического этапа формируются широкие зональные ореолы измененных пород. Метасоматические процессы в экзоконтактах протекают с той же последовательностью, что и внутри пегматитовых тел — в соответствии с кислотностью послемагматических растворов (Шмакин, Макрыгина, 1969).

Для всех ореолов, кроме ореолов мусковит-плаггиоклазовых жил выполнения, характерен инфильтрационный способ перемещения восходящих растворов, в связи с чем главный объем измененных пород расположен над пегматитовыми телами. Причина метасоматических преобразований пород состоит не в привносе каких-либо компонентов, а в приспособлении их состава к меняющимся термодинамическим условиям. Поэтому, например, на стадии возрастания кислотности растворов происходит мусковитизация пород и вокруг богатых калием инъекционных пегматитовых тел, и вокруг тел замещенных первично метаморфических пегматитов, и вокруг мусковит-плаггиоклазовых жил.

Однако состав пегматитов оказывает несомненное влияние на характер минеральных преобразований в ореолах. Замещение и перекристаллизация калишпата инъекционных пегматитовых тел сопровождается перехо-

дом части калия в растворы, в связи с чем вокруг таких тел образуются ореолы микроклинизации на ранней щелочной стадии и ореолы мусковитизации с массовым замещением плагиоклаза мусковитом на стадии возрастания кислотности. Вокруг других типов пегматитов ореолов микроклинизации нет, а мусковитизации подвергается преимущественно биотит. Следовательно, возникший при внедрении магматических пегматитов в метаморфические породы геохимический контраст в содержаниях калия вызывает перемещение этого элемента в растворах в направлении падения концентраций, т. е. по принципам диффузионного метасоматоза.

Диффузионный способ перемещения компонентов и выравнивания концентраций характерен и для многих других компонентов. Состав зон ореола экзоконтактных изменений вокруг одного из инъекционных тел Мамского района (табл. 3) по большинству элементов является промежуточным между составом пегматитового тела и составом вмещающих гнейсов. Можно видеть результат диффузии K, Ba, Rb, Pb, Cs, Be из зон замещения пегматитового тела в ореол, а Li, Ce и Y — из вмещающих пород в ореол (зоной выноса компонентов вмещающих пород является обычно внешняя зона ореола — зона гидратации).

Таблица 3

Содержания калия (%) и элементов-примесей (г/т)
в инъекционных пегматитах и экзоконтактных породах

Элемент	Замещенное инъекционное пегматитовое тело	Зоны ореола изменений			Неизменный гранат-биотитовый гнейс
		мусковитизации	микроклинизации	плагиоклазитизации	
K	6.23	4.76	5.40	—	1.98
Ba	3680	3200	3200	1400	810
Sr	577	600	380	740	740
Rb	285	270	270	130	106
Pb	62	13	19	10	7
Cs	7	6	8	—	2
Be	2.8	2.7	1.1	1.1	1.6
Li	27	110	117	82	63
Tl	0.6	1.3	1.6	0.9	0.8
Ce	130	400	280	276	370
Y	13	21	12	26	26

Примечание. Содержание элементов в пегматитовом теле приведены по анализам эндоконтактной оторочки или по данным объемных пересчетов.

В табл. 4 приведены содержания примерно тех же элементов в ореоле мусковитизации мусковит-плагиоклазовой жилы выполнения — типичном диффузионном ореоле. Хорошо видно, что в зоне мусковитизации содержания имеют, как правило, промежуточное значение. Исключения составляют высокие концентрации K, Ba, Rb, Tl и Be в зальбанде жилы, обогащенном мусковитом. Как и в случае инъекционного тела, можно предполагать диффузию в ореол Ba, Rb, Pb и Be из жилы, а Li и Ce — из вмещающих пород. Дополнительным ярким примером обогащения ореола компонентом жилы является бор, а компонентом гнейсов — стронций.

Обмен компонентами между пегматитовыми телами и вмещающими породами происходит не только в пределах ореолов. Вынос из пегматитовых тел калия и элементов-примесей, характерных для калишпата, идет одновременно с привносом в них Li, Ce, La, Nd, Y, Zn, а нередко и Be, Sn, Tl, — содержания этих элементов в замещенных телах выше, чем в незамещенных. Неоднократно приводились примеры связи состава послемагматических зон в пегматитах и отдельных послемагматических минералов с составом

вещающих пород. Особенно наглядно это чувствуется при наличии мраморов в составе боковых пород.

Таким образом, при формировании экзоконтактовых ореолов происходило перераспределение компонентов между пегматитами и вмещающими породами, которое было направлено на нивелирование различий в их химическом составе. Элементы, вынесенные из пегматитовых тел при их послемагматическом преобразовании, давали положительные геохимические аномалии в пределах ореола. Поэтому чем более интенсивно проявлены процессы замещения в пегматитах (а благодаря преобладанию процессов кислотного выщелачивания — чем больше образовалось в жилах мусковита), тем более широкими и контрастными будут аномалии калия и связанных с ним элементов.

Таблица 4

Содержания калия (%) и элементов-примесей (г/т) в мусковит-плагноклазовой жиле и экзоконтактовых породах

Элемент	Мусковит-плагноклазовая жила	Зона мусковитизации гнейсов, м		Неизменный гранат-биотитовый гнейс
		0.3	1.6	
K	1.98	5.37	4.24	3.77
Ba	1700	1800	1200	1100
Sr	152	130	150	280
Rb	306	180	175	134
Pb	21	28	13	11
Be	12	16	4.0	2.3
Li	16	190	148	136
B	1980	1820	930	110
Tl	1.2	5.5	1.2	1.8
Ce	96	400	290	360
Y	21	27	19	13

Не случайно наиболее надежные для поисков мусковитоносных пегматитов геохимические аномалии в Мамском районе, значимые с вероятностью более 95%, образуют Ba, Pb и Rb, элементы-примеси калишпата. Эти элементы не характерны для неизменных вмещающих пород, и повышение их концентраций свидетельствует о близости замещенного мусковитоносного инъекционного пегматитового тела. Гораздо сложнее проблема геохимических поисков других типов мусковитоносных жил, не содержащих в своем составе калишпата или содержащих его как в жиле, так и в окружающих породах (зоны в пегматоидных гранитах). Только знание закономерностей формирования и строения ореолов обеспечивает решение этих, казалось бы, чисто практических задач.

З а к л ю ч е н и е

Как мы видели, в геохимической истории мусковитовых пегматитов четко выделяется два этапа. На магматическом этапе в результате привноса калия и кристаллизации калиевого полевого шпата, обогащенного в силу высоких давлений примесями бария, стронция и свинца, возникла геохимическая специфика мусковитоносных гранитов и мусковитовых пегматитов. На послемагматическом этапе происходило постепенное сглаживание этих геохимических особенностей пегматитов. Во времени шло снижение содержаний «мусковитовых» элементов (Ba, Sr и Pb) и рост концентраций «редкометалльных» элементов (Rb, Cs и др.). Одновременно путем диффузионного обмена компонентами происходило — в среде

послемагматических растворов — нивелирование различий в пространстве между пегматитами и вмещающими породами. В результате перераспределения элементов образовались зоны замещения в пегматитах и геохимические аномалии вокруг мусковитоносных пегматитовых тел.

Два этапа процесса формирования мусковитовых пегматитов одинаково важны в геохимическом отношении. Первый создает потенциально мусковитовые пегматиты как пегматиты участков метаморфизма больших давлений, и геохимические особенности их являются индикаторами специализации пегматитов. Второй создает мусковит в пегматитах, а вынесенные за пределы пегматитовых тел специфические для них элементы становятся поисковыми признаками мусковитизированных пегматитов.

В. В. ГОРДИНЕНКО

ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЯ И МУСКОВИТООБРАЗОВАНИЯ

Появление различных типов пегматитов в пределах жильных узлов и смена одних парагенетических ассоциаций минералов другими определяется различной подвижностью отдельных химических элементов в ходе пегматитового процесса — их способностью к фракционированию во времени и пространстве. Следовательно, на основании оценки вариаций химического состава отдельных жил и устойчивых минеральных парагенезисов в пегматитах можно оценить относительную подвижность отдельных химических элементов при пегматитогенезе. В качестве показателей их подвижности предлагается использовать простейшие элементы статистического дисперсионного анализа — среднеквадратичное отклонение (σ) и коэффициент вариации (V). Последний, являясь безразмерной величиной ($V = \sigma/x \cdot 100\%$), очень удобен для сравнения элементов, резко отличающихся по абсолютным содержаниям (петрогенные и редкие элементы). Кроме того, оба этих статистических параметра мало зависят от объема выборки.

Фракционирование химических элементов в ходе пегматитового процесса целесообразно рассматривать на двух различных уровнях — в ходе формирования пегматитов всей жильной зоны, жильного узла или жильного поля (уровень внедрения) и в процессе становления отдельной жилы или отдельного типа жил (уровень внутреннего строения). Фракционирование на уровне внедрения характеризуется неоднородностью среднего валового состава отдельных жил в пределах всей жильной зоны. При едином источнике пегматитового материала эта неоднородность определяется двумя факторами: 1) степенью фракционирования исходного материала в процессе его внедрения в жильные полости, 2) количеством повторных инъекций различного состава в одну и ту же полость.

Фракционирование на уровне внутреннего строения характеризуется различиями среднего состава отдельных минеральных ассоциаций, участвующих в строении индивидуальных пегматитовых тел. Эта неоднородность определяется, помимо числа повторных инъекций разнородного материала в жильную полость, интенсивностью процессов внутренней дифференциации в замкнутом объеме (перекристаллизация и аутометасоматоз).

Оценка обеих уровней неоднородности пегматитов, принадлежащих к мусковитовой и редкометальной формациям в понимании А. И. Гинзбурга и Г. Г. Родионова (1960; Родионов, 1964б), приводится в табл. 1.

Вариации состава пегматитов мускови

Неоднородность пегматитов	Тип пегматита	Местоположение	Объем выборки (n)
Вариации среднего состава различных пегматитовых жил в пределах жильного узла (уровень внедрения)	Мусковитовый и керамический (больших глубин)	Северо-Восточная Карелия (Салье, 1962)	13
	Редкометалльный (умеренно больших глубин)	Кольский п-ов (данные автора)	6
	Редкометалльный (средних глубин)	Средняя Азия (Недумов и др., 1971)	7
		Юг СССР (Меленьтьев и др., 1971)	13
Вариации состава минеральных парагенезисов в отдельных пегматитовых жилах различного типа (уровень внутреннего строения)	Мусковит-плагиоклазовый (мусковитовый)	Северо-Восточная Карелия (Салье, 1962)	10
	Микроклин-плагиоклазовый и плагиоклаз-микроклиновый (междундинный)		13
	Плагиоклаз-микроклиновый с мусковитом (мусковит-керамический)		12
	Микроклин-альбитовый с мусковитом (мусковит-редкометалльный)	США, Блэк-Хилс, (Notton, 1970)	10
	Плагиоклаз-микроклиновый (полевошпатовый, безрудный)	Кольский п-ов (данные автора)	6
	Микроклин-альбитовые с мусковитом (редкометалльный)		5
	Сподумен-альбитовый (редкометалльный)		13
		353	

Примечание. Над чертой — коэффициент вариации катиона и пределы колебаний содержания

Сопоставление коэффициентов вариации различных химических элементов прежде всего показывает, что в пегматитовом процессе относительно наименее подвижными компонентами являются главные петрогенные элементы — кремний и алюминий, для которых коэффициенты вариации оказываются наименьшими. Относительно более подвижными являются щелочные элементы, причем во всех случаях относительная подвижность

товой и редкометальной формаций

Вариации содержания элементов									Содержание мусковита, %
Si	Al	Na	K	Li	F	H ₂ O	Ca	Mg	
$\frac{3.3}{393}$	$\frac{6.8}{216}$	$\frac{20.5}{251}$	$\frac{40.5}{361}$	—	—	$\frac{53.4}{243}$	$\frac{25.3}{75}$	$\frac{25.7}{37}$	4.0—15.6
$\frac{4.2}{523}$	$\frac{17.8}{524}$	$\frac{17.6}{210}$	$\frac{57.0}{416}$	$\frac{78.1}{348}$	—	$\frac{71.9}{166}$	$\frac{44.1}{43}$	—	0.3—10
$\frac{4.6}{549}$	$\frac{12.7}{269}$	$\frac{24.7}{384}$	$\frac{38.1}{231}$	$\frac{106}{296}$	$\frac{140}{101}$	—	$\frac{36.6}{58}$	$\frac{49.1}{47}$	1—15
$\frac{4.1}{511}$	$\frac{11.5}{316}$	$\frac{26.2}{336}$	$\frac{48.6}{369}$	$\frac{172}{118}$	$\frac{105}{126}$	$\frac{33.8}{133}$	$\frac{36.4}{30}$	$\frac{34.2}{21}$	5—15
$\frac{7.3}{836}$	$\frac{19.8}{647}$	$\frac{58.3}{826}$	$\frac{75.2}{322}$	—	—	$\frac{92.2}{174}$	$\frac{39.5}{127}$	$\frac{55.9}{61}$	$\frac{4-30}{13.7}$
$\frac{6.1}{775}$	$\frac{17.5}{572}$	$\frac{76.2}{665}$	$\frac{119.5}{1071}$	—	—	$\frac{35.0}{76}$	$\frac{95.6}{31}$	$\frac{55.5}{58}$	$\frac{0.5-9}{8.2}$
$\frac{3.4}{403}$	$\frac{6.5}{200}$	$\frac{32.9}{416}$	$\frac{71.4}{856}$	—	—	$\frac{40.3}{110}$	$\frac{63.6}{184}$	$\frac{53.6}{67}$	$\frac{2-11}{4.8}$
$\frac{0.9}{110}$	$\frac{3.3}{96}$	$\frac{10.7}{169}$	$\frac{33.4}{250}$	$\frac{51.3}{16}$	$\frac{24.3}{12}$	$\frac{35.5}{128}$	$\frac{26.5}{14}$	$\frac{23.6}{3}$	$\frac{10-24}{18}$
$\frac{3.21}{399}$	$\frac{13.0}{365}$	$\frac{35.6}{557}$	$\frac{47.9}{437}$	—	—	—	$\frac{63.5}{77}$	—	$\frac{0.2-0.5}{0.3}$
$\frac{3.6}{432}$	$\frac{12.7}{398}$	$\frac{32.9}{316}$	$\frac{15.2}{205}$	—	—	—	—	—	$\frac{5-30}{8}$
$\frac{3.1}{376}$	$\frac{5.9}{194}$	$\frac{25.7}{342}$	$\frac{53.7}{273}$	$\frac{52.8}{492}$	—	$\frac{59.1}{98}$	$\frac{72.8}{26}$	—	$\frac{2-15}{6}$
—	—	$\frac{26.8}{368}$	$\frac{58.0}{360}$	$\frac{56.3}{460}$	—	—	—	—	—

мусковита, под чертой — атомное количество дисперсии катионов и среднее содержание мусковита.

калия превышает подвижность натрия. Наибольшая способность к фракционированию свойственна малым элементам, особенно литию.

Сравнение неоднородности I порядка мусковитовых и редкометальных пегматитов показывает, что на уровне внедрения мусковитовые пегматиты по всем петрогенным элементам характеризуются значительно более выдержанным составом, чем редкометальные пегматиты. Это говорит

о том, что фракционирование химических элементов в процессе внедрения пегматитообразующего материала в жильные полости при формировании мусковитовых пегматитов в условиях больших глубин значительно затруднено по сравнению с тем же процессом, протекающим в редкометалльных пегматитах в условиях умеренных глубин.

Результаты сравнения внутренней неоднородности мусковитовых и редкометалльных пегматитов не столь тривиальны. Оказывается, что для первых она значительно выше, чем для вторых, причем эта большая неоднородность характерна как для распределения Al и Si, так и для Na и K. И, что еще более важно, среди мусковитовой формации наибольшей неоднородностью обладают пегматиты с максимальным содержанием мусковита. Из этого факта и присущей мусковитовым пегматитам малой неоднородности на уровне внедрения следует очень важный вывод о том, что их большая внутренняя неоднородность связана с интенсивным проявлением процессов дифференциации внутри замкнутой системы. Напротив, в редкометалльных пегматитах, где уровень внутренней неоднородности лишь немного превышает уровень неоднородности внедрения, ведущую роль играют процессы аллометасоматического характера — многократные повторные инъекции, накладывающиеся на первичный субстрат. Явления внутренней дифференциации при этом играют подчиненную роль.

Коэффициенты вариации дают информацию только об относительной подвижности одного элемента, показывая, какая доля от общего его содержания является миграционноспособной, а какая остается в пегматитовом процессе в инертном состоянии. Не менее важно оценить относительное количество миграционноспособных атомов различных элементов, участвующих в процессе пегматитообразования. Для такой оценки предлагается использовать величину дисперсии среднего содержания элемента, отнесенную к его атомному весу (атомные количества дисперсии катионов — табл. 1). Во всех анализируемых выборках число миграционноспособных атомов Si оказывается большим, чем Al, причем сумма подвижных атомов Si и Al приблизительно равна количеству миграционноспособных атомов щелочных металлов и кальция, т. е. величина $\frac{Si + Al}{K + Na}$ близка к 1. Она значительно превышает это значение в главных породообразующих минералах (полевых шпатах, слюдах), где $\frac{Si + Al}{K + Na}$ варьирует от 4 до 6.

Это может служить свидетельством того, что в ходе пегматитового процесса осуществляются преимущественно реакции катионного обмена, слабо затрагивающие анионный кремнеалюмоокислородный каркас субстрата. В связи с этим можно предполагать, что ведущая роль в формировании пегматитов принадлежит легкоподвижным соединениям щелочных металлов в надкритических или водных растворах, а отнюдь не повторным инъекциям специализированных расплавов.

На вопрос о роли и характере миграции различных петрогенных элементов на отдельных стадиях пегматитового процесса отвечает вариационная диаграмма (рис. 1), построенная на основе данных о среднем составе минеральных парагенезисов, сменяющих друг друга во времени (табл. 2) в мусковитовых и редкометалльных пегматитах. Устанавливается не только полная аналогия в общей тенденции изменения состава минеральных ассоциаций во времени, но и удивительная близость средних содержаний петрогенных элементов в аналогичных парагенезисах пегматитов мусковитовой и редкометалльной формаций. Наиболее общей закономерностью является обратное соотношение между содержанием кремния и алюминия, фиксируемое во всех случаях смены парагенезисов во времени. Обратная корреляция между содержанием натрия и калия в сменяющих друг друга минеральных ассоциациях не носит столь общего характера. Она свойст-

венна только парагенезисам метасоматических стадий пегматитового процесса (развитие микроклина по плагиоклазу, кварц-мусковитового агрегата по плагиоклазу, альбитизация микроклина, развитие кварц-сподумен-альбитового агрегата по микроклину). Для стадий перекристаллизации (дифференциации) вещества в пегматитовом процессе, напротив, свойственно параллельное увеличение содержания и калия и натрия, которое сопровождается также ростом содержания в минеральных парагенезисах кремния.

Развитие пегматитового процесса на ранних его стадиях, практически идентичных в жилах мусковитовой и редкометальной формации определя-

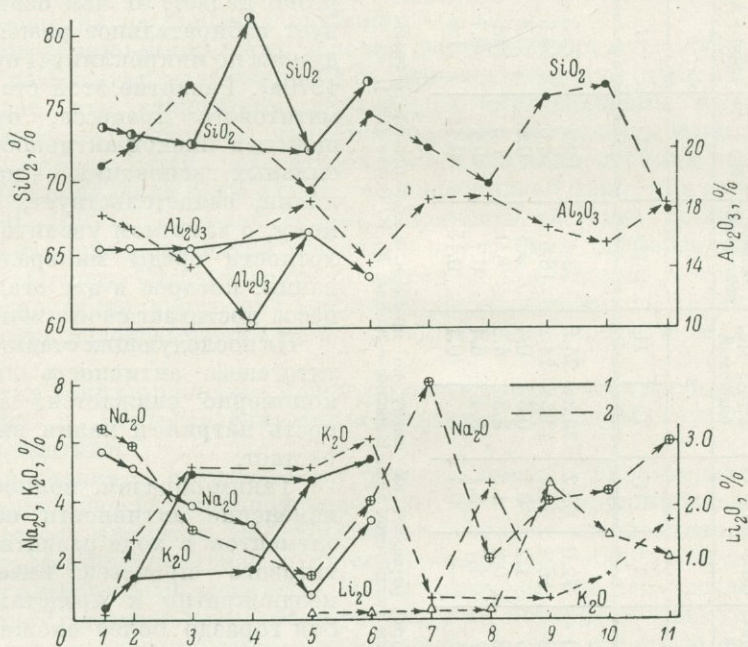


Рис. 1. Вариации средних содержаний петрогенных элементов в различных парагенетических ассоциациях пегматитов мусковитовой и редкометальной формации.

1 — изменения содержаний элементов парагенезисов пегматитов мусковитовой формации; 2 — то же для пегматитов редкометальной формации. Стрелки указывают смену ассоциаций во времени. Номера по оси абсцисс соответствуют порядковым номерам ассоциаций в табл. 2.

ется, по-видимому, последовательным уменьшением активности натрия, о чем свидетельствует плавное уменьшение его содержания в сменяющих друг друга во времени минеральных ассоциациях, которые вначале сопровождаются ростом активности калия (стадия микроклинизации). В дальнейшем активность калия поддерживается почти на постоянном уровне и лишь очень немного повышается на стадии собирательной перекристаллизации, приводящей к формированию гигантозернистых кварц-полевошпатовых агрегатов блоковой структуры и кварцевых ядер пегматитовых жил. В ходе развития последней названной стадии активность натрия вновь возрастает, о чем свидетельствует резкое повышение его содержания в этой минеральной ассоциации по сравнению с кварц-мусковитовым агрегатом. Ею, по существу, и заканчивается пегматитовый процесс в жилах мусковитовой формации.

В пегматитах редкометальной формации он продолжается дальше стадией альбитизации, которая характеризуется максимально высокой активностью натрия. На следующей стадии пегматитового процесса,

Вариации среднего содержания петрогенных элементов в различных парагенезисах пегматитов мусковитовой (I) и редкометалльной (II) формаций

Ассоциация	Qu + Pl мелкозернистый		Qu + Pl среднезернистый		Qu + Mi + Pl среднезернистый		Qu + Pl апографика		Qu + Mu ± Pl		Qu + Mi + Mu блоковый		Ab + Qu мелкозернистый		Qu + Ab + Sprd + Ab		Qu + Spd + Ab + Mi ± Mu блоковый		Qu + Ab + Sprd + Ab		Qu + Spd + Ab + Mi ± Mu блоковый		Qu + Ab + Sprd + Ab	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22		
SiO ₂	73.7	74.1	72.3	81.0	72.0	69.2	76.3	74.5	72.1	69.7	75.5	76.3	72.1	75.5	76.3	69.8	76.3	75.5	76.3	76.3	69.8	76.3	76.3	
Al ₂ O ₃	15.4	17.8	15.3	10.2	16.4	19.1	13.5	14.2	18.6	18.8	16.6	15.4	18.6	16.6	15.4	18.7	15.4	16.6	16.6	15.4	18.7	15.4	15.4	
CaO	2.6	3.7	4.3	4.6	4.2	4.2	0.6	0.4	0.5	0.4	0.3	0.4	0.5	0.3	0.4	0.1	0.4	0.3	0.3	0.4	0.1	0.4	0.4	
Na ₂ O	5.7	6.5	5.9	3.2	0.8	1.5	3.3	4.0	8.0	1.5	4.2	4.3	8.0	4.2	4.3	5.9	4.3	4.2	4.2	4.3	5.9	4.3	4.3	
K ₂ O	0.4	0.2	2.8	4.7	4.7	5.1	5.4	6.1	0.7	5.1	0.7	0.15	0.7	0.7	1.5	3.4	1.5	0.7	0.7	1.5	3.4	1.5	1.5	
L ₂ O	—	—	—	—	—	0.1	—	0.1	0.15	0.1	1.9	0.1	0.15	1.9	1.9	4.0	1.9	1.9	1.9	4.4	4.0	1.9	4.4	
Формация пегматитов	I	I	I	I	I	II	I	II	I	I	II	I	II	I	II	II	II	II	II	II	II	II	II	

Примечание. Приведенная последовательность ассоциаций отражает их смену во времени, в ходе пегматитообразования. По редкометалльным пегматитам Карело-Кольского региона данные автора, по слюдяносным пегматитам Сев. Карелии — данные М. Е. Сазько (1962).

повторно приводящей к формированию кварц-мусковитового или кварц-сподуменового агрегата (при высокой концентрации лития), активность натрия снова снижается, хотя и остается на довольно высоком уровне. Что же касается калия, то в ходе формирования сподуменосодержащих парагенезисов его активность резко падает, о чем свидетельствует избирательное развитие сподумена по микроклину (Гордиенко, 1970а). Развитие этой стадии пегматитового процесса, протекающей при низкой активности обоих сильных оснований — натрия и калия, свидетельствует, по-видимому, о заметном увеличении кислотности среды минералообразования, которое в эту стадию процесса достигает своего максимума.

На последующих стадиях пегматитообразования активность лития закономерно снижается, а активность натрия и калия вновь возрастает.

Таким образом, волнообразное изменение активности щелочных элементов в ходе развития пегматитового процесса имеет место неоднократно и представляет собой гораздо более сложное явление, чем это рисовалось ранее («волна» кислотности — щелочности по Д. С. Коржинскому, 1960 и в понимании Б. М. Шмакина, 1963, 1971б). Оно, по-видимому, связано с многими причинами, среди которых следует указать изменение агрегатного состояния минералообразующей среды (расплав, надкритический флюид, жидкая водная фаза), реакции взаимодействия с твердыми фазами, волнообразное изменение константы диссоциации воды, экстремальное значение которой отвечает 380° и близко к температуре формирования максимально-кислотной ассоциации пегматитового процесса — кварц-сподуменового агрегата.

Проведенный выше анализ поведения петрогенных элементов в пегматитовом процессе, а также сопоставление данных о содержа-

нии мусковита в пегматитах мусковитовой и редкометальной формаций (табл. 1) показывает, что мусковитоносные пегматиты с точки зрения своего химизма не являются чем-то уникальным, а необходимые для образования мусковита физико-химические условия не менее часто и к тому же неоднократно создаются и в пегматитах редкометальной формации, где среднее содержание мусковита практически то же самое, что и в пегматитах мусковитовой формации. Все дело заключается в специфических условиях роста кристаллов мусковита. Крупнокристаллический мусковит возникает лишь в пегматитовых жилах, испытавших длительную и сложную внутреннюю дифференциацию в условиях относительного равновесия в закрытой системе, которые характерны для пегматитовых тел, формирующихся на больших глубинах.

Анализ физико-химических условий формирования мусковита в мусковитовых пегматитах, изложенный в отдельном сообщении (наст. сб., стр. 84) показывает, что важнейшим параметром, определяющим возможность кристаллизации мусковита, является высокая активность иона водорода в минералообразующей среде. Необходимая его концентрация достигается только при появлении воды в системе в виде жидкой фазы, при температуре ниже 450—500° С. Высокая водонасыщенность системы, по-видимому, и определяет степень развития процессов внутренней дифференциации пегматитов. Отсюда следует простой вывод — для оценки потенциальной плодотворности жильного тела необходим набор признаков, характеризующих степень водонасыщения минералообразующей среды и ее дифференциации.

К числу таких признаков в первую очередь относятся особенности концентрации и распределения микроэлементов в порообразующих минералах пегматитов.

По сравнению с петрогенными редкие элементы характеризуются гораздо более ярко выраженной способностью к фракционированию в ходе пегматитового процесса. Об этом свидетельствуют значительно более высокие коэффициенты вариации их содержаний (150—500%) по сравнению с любым петрогенным элементом. На их примере удастся проследить ряд таких тонких деталей пегматитового процесса, которые обычно ускользают при анализе поведения петрогенных элементов. Это в первую очередь касается фракционирования микроэлементов в зависимости от условий глубинности формирования пегматитов.

Анализ большого фактического материала по распределению малых элементов-примесей в мусковитовых пегматитах Северной Карелии (Гордиенко и др., 1972), а также литературные данные по мусковитовым пегматитам других районов (Шмакин, Макрыгина, 1969; Шмакин и др., 1972) показывают, что по характеру миграции в ходе пегматитового процесса все разнообразие микроэлементов может быть подразделено на две основные группы: 1) флюофильные элементы (Li, Rb, Cs, Be, Sn, В, Nb, Та, F и др.), накапливающиеся в твердых фазах на поздних стадиях пегматитового процесса; 2) пирофильные элементы (Ba, Sr, Se, V, Cr и др.), накапливающиеся в ранних продуктах кристаллизации.

Различия в поведении указанных групп элементов в ходе пегматитового процесса определяются, с одной стороны, соотношением их энергетических свойств с главными изоморфными элементами-хозяевами в твердых фазах (Рябчиков, 1965б), а с другой стороны — прочностью их комплексных соединений с летучими компонентами. Эти два энергетических фактора в свою очередь определяют характер поведения микроэлемента в ходе процессов минералообразования — их кристаллизационное или эманационное фракционирование. Ведущая роль именно этих двух типов фракционирования химических элементов в пегматитовом процессе впервые, по-видимому, была четко сформулирована К. А. Власовым (1956).

Сущность кристаллизационного фракционирования заключается в селективном обогащении или обеднении кристаллизационного остатка соответственно флюофильными (Rb, Cs и др.) и пиррофильными (Ba, Sr, Sc, Cr и др.) элементами при возможности его отделения от продуктов ранней кристаллизации. Наиболее благоприятные условия для кристаллизационного фракционирования создаются в тех случаях, когда перемещение кристаллизационного остатка может осуществляться на большие расстояния по системе взаимосвязанных жильных полостей.

Эманационное фракционирование химических элементов осуществляется путем экстракции их из расплава в виде летучих соединений с F^- , Cl^- , OH^- , VO_3^- и других и переноса их в зоны пониженного давления. Подвижность отдельных элементов в этом процессе, очевидно, определяется их способностью давать прочные соединения с адендами — летучими компонентами, и в первую очередь со фтором. По этому признаку редкие элементы, определяющие геохимическую специализацию пегматитов, можно подразделить на две группы: 1) Rb и Cs, имеющие аномально большие ионные радиусы и в силу этого не образующие с фтором прочных комплексов, способных к эманационному фракционированию; 2) Li, Be, Nb, Ta и Sn — элементы, образующие устойчивые фторидные комплексы, способные к далекой миграции при падении внешнего давления.

Роль этих двух факторов геохимической специализации пегматитов различна при их формировании в условиях высокого и низкого давлений (фациальные серии). При высоком внешнем давлении, отвечающем большим глубинам формирования пегматитов мусковитовой формации, оба типа фракционирования химических элементов подавлены. Вместе с тем кристаллизационное фракционирование в этих условиях должно приобретать более важную роль, чем эманационное, поскольку отделение летучих в такой ситуации весьма затруднено.

С уменьшением внешнего давления в целом возможности фракционирования химических элементов в ходе пегматитогенеза будут увеличиваться, причем интенсивность эманационного фракционирования по сравнению с кристаллизационным будет постоянно увеличиваться с уменьшением глубины формирования пегматитов.

Эти положения достаточно наглядно можно проследить на примере особенностей распределения микроэлементов в породообразующих минералах отдельных жильных узлов (месторождений) слюдоносной провинции Северной Карелии. Следует отметить, что отдельные жильные узлы этой провинции приурочены к различным геологическим блокам глиноземистых гнейсов беломорской серии, приподнятым или опущенным по отношению друг к другу (рис. 2). Для наиболее опущенного блока (месторождение Плотина) давление оценивается по минеральным ассоциациям в гнейсах в 5.5 кбар. Для наиболее приподнятого блока (месторождение Хито-Гора, Карельский) по геологическим реконструкциям А. С. Воинова, Ю. Б. Богданова и А. С. Ефрона (устное сообщение) оно выше на 0.8—1.0 кбар.

Сопоставление уровня концентрации элементов-примесей в породообразующих минералах одних и тех же генераций из однотипных по минеральному составу и структурно-текстурным признакам пегматитов, показывает их существенные отличия, связанные с принадлежностью жильных узлов к различным геологическим блокам и со степенью эрозионного среза жильных зон. Так, в наиболее приподнятом блоке (участок Карельский), где вскрывается корневая система пегматитовых зон, формирующихся в условиях максимальной глубинности, все минералы резко обогащены Ba и Sr (пиррофильными элементами) и обеднены Li, Rb и Cs. Напротив, в наиболее опущенном геологическом блоке (месторождение Плотина), где современный эрозионный срез вскрывает апикальные части

жилых зон, в породообразующих минералах пегматитов резко возрастает концентрация Li, Rb и Cs и падает — Ba, Sr и др. По этим признакам пегматиты блока Малиновой вараки, занимающего по глубинности промежуточное положение между участками Карельским и Плотиной, характеризуются и промежуточной концентрацией всех названных элементов.

Другой важной особенностью пегматитового процесса в условиях больших глубин, которую удалось установить на основе анализа распределения

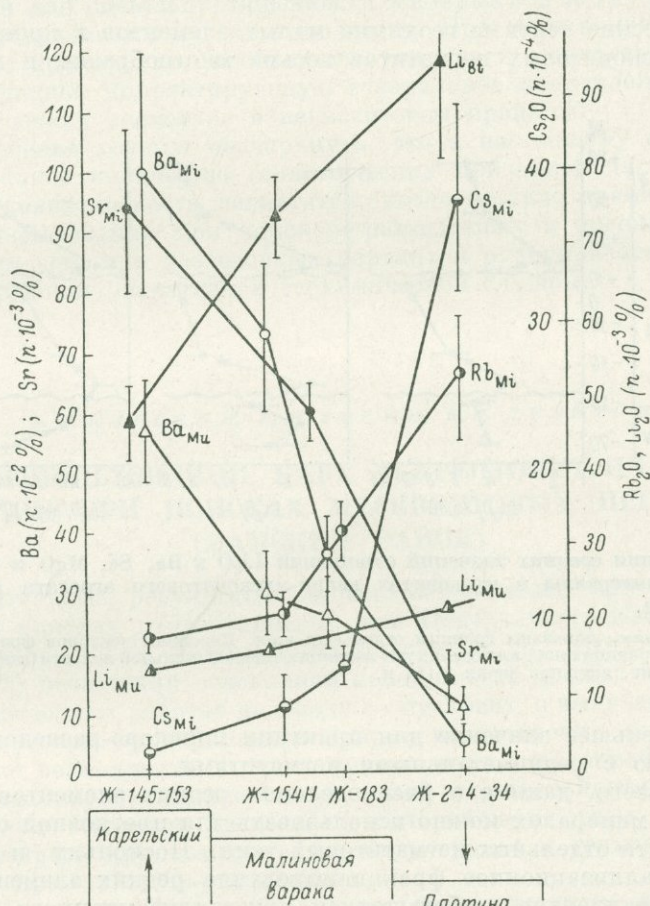


Рис. 2. Вариации и доверительные интервалы средних содержаний ($\bar{x} \pm 2\sigma/\bar{x}$) малых элементов в микроклине, мусковите и биотите из плагиоклаз-микроклиновых пегматитов Северной Карелии.

Стрелками показано вертикальное смещение геологических блоков.

элементов-примесей в породообразующих минералах, является существенно закрытое состояние системы на всех стадиях формирования мусковита. Этот вывод вытекает из поэтажной зональности в вариациях содержания флюофильных и пирофильных элементов в мусковите (Гордиенко и др., 1972). Полученные данные показывают, что лишь до стадии микроклинизации включительно система жильных полостей была открытой и обеспечивала свободное передвижение остаточных расплавов. Уже к моменту развития кварц-мусковитового агрегата отдельные жильные полости оказывались изолированными друг от друга и формирование их в дальнейшем протекало по типу закрытых систем, что препятствовало развитию общих указанных выше типов фракционирования редких элементов в пределах

крупных пегматитоносных зон (рис. 3), но обеспечивало оптимальные условия для внутренней дифференциации пегматитов и формирования крупнокристаллического мусковита. Поэтажная геохимическая зональность совершенно не характерна для редкометалльных пегматитов, формирующихся в условиях малых глубин, где особенности распределения микроэлементов свидетельствуют о сквозной проницаемости жильных серий как на ранних, так и на поздних этапах их формирования (Гордиенко, Жукова, 1968).

Практические аспекты геохимии малых элементов в процессе формирования мусковитовых пегматитов весьма многообразны и могут иметь

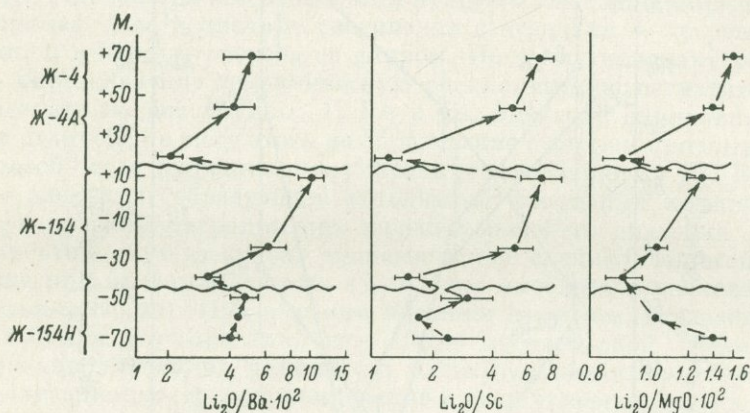


Рис. 3. Вариации средних значений отношений Li_2O к Ba , Sc , MgO и их 95%-е доверительные интервалы в мусковитах кварц-мусковитового агрегата по вертикали жильной серии.

Волнистыми линиями показаны границы отдельных жил. Переломы векторов фракционирования по вертикали на границах жил иллюстрируют изоляцию каждой жильной полости (закрытая система). Малиновая Варача, жильная серия 4-154 н.

ничуть не меньшее значение для практики поисково-разведочных работ по сравнению с редкометалльными пегматитами.

Прежде всего, данные о распределении редких элементов в породообразующих минералах можно использовать для прогнозной оценки мусковитоносности отдельных пегматитовых жил. Поскольку и эманационное и кристаллизационное фракционирование редких элементов осуществляется параллельно с обогащением кристаллизационного остатка летучими компонентами и водой, уровень концентрации микроэлементов в твердых фазах может служить косвенным признаком водонасыщенности минералообразующей среды, что чрезвычайно важно для прогнозной оценки мусковитоносности отдельных жил по результатам их геохимического опробования в условиях редкой разведочной сети. Возможности, открываемые в этом отношении анализом структурного состояния плагиоклаза и распределения в нем кальция (где он является элементом-примесью), продемонстрированы в отдельном сообщении (наст. сб., стр. 141). Не менее информативным в этом плане является уровень содержания редких элементов в микроклине и, в особенности в биотите и мусковите. Здесь во всех случаях для пегматитов с богатым слюдонасыщением характерно заметно пониженное содержание Ba , Sr , V , Cr , а также Mg и Ca и повышенная концентрация флюофильных элементов — Li , Rb , Cs , F и др. в названных минералах.

Поэтажная геохимическая зональность, наиболее четко фиксируемая по отношениям $\text{Li}_2\text{O}/\text{Ba}$, $\text{Li}_2\text{O}/\text{MgO}$ и $\text{Li}_2\text{O}/\text{Sc}$ в мусковите кварц-муско-

витового агрегата, позволяет использовать эти геохимические показатели для оценки относительного уровня отдельных жил, что имеет важное значение для правильной интерпретации данных разведочного бурения.

Выявленная зависимость между глубиной формирования жильной зоны, уровнем ее эрозионного среза и концентрацией редких элементов в породообразующих минералах пегматитов открывает большие возможности для оценки протяженности жильных зон на глубину и определения перспектив их мусковитоносности. При этом в каждом отдельном случае, естественно, необходимо учитывать конкретную геологическую ситуацию, корректирующую генеральное направление фракционирования редких элементов в пегматитовом процессе.

В заключение хочется подчеркнуть, что к настоящему времени уже накоплено такое количество геохимических признаков для прогнозной оценки мусковитоносности пегматитов, когда настало время их практического использования при поисково-разведочных и эксплуатационных работах, для чего при разведочных партиях и рудоуправлениях необходима организация оперативной геохимической службы.

Б. Е. КАРСКИЙ, Б. И. ЗОРИН, Р. Е. ДЕВЯТОВ

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ КАРТ ДЕКРЕПТОМЕТРИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ ПРИ ПОИСКАХ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ (МАМСКИЙ РАЙОН)

Положительные результаты декрептометрических методов исследования при поисках пьезокварцевых жил Центрального Казахстана (Ермаков, Громов, 1968), Памира (Польковский и др., 1968), Алдана (Ермаков, 1965) послужили основанием использовать данный метод при поисково-разведочных работах на слюду — мусковит, а выявленное к 1970 г. наличие «ореолов пропаривания» вокруг пегматитовых жил Мамского района дало возможность выбрать оптимальную сеть опробования. Участок для проведения декрептометрической площадной съемки был выбран на гольце Кедровом Витимского месторождения, где к тому времени уже закончилось крупномасштабное структурное и геохимическое (Загорский и др., 1971) картирование.

Участок гольца Кедрового сложен биотитовыми и двуслюдяными гнейсами с прослоями мраморов и кварцитов, относящимися к горизонтам *a* и *b* нижней пачки верхней подсвиты слюдянской свиты мамской подсерии. Общее залегание пород моноклиналиное с углами падения 35—50° на юго-восток. На северо-западе участка моноклинали осложняется небольшой синклинальной складкой изоклиналильного характера. С юго-запада на северо-восток участок пересекает зона тектонического расщепления, косо секущая вмещающие породы. Большое распространение в пределах участка имеют вытянутые в северо-восточном направлении тела мелкозернистых гранит-пегматитов. Промышленно-мусковитоносные жилы трубообразной формы с почти вертикальным падением и значительной протяженностью на глубину. При декрептометрической съемке участка с использованием старых шурфов, пройденных при детальном поисковых работах, было отобрано 676 проб по четырем профилям северо-восточного и по одиннадцати — северо-западного профилей. Расстояние между пробами по профилям составляло в среднем 10 м и между линиями — 40 м.

При построении гистограмм, использованных для интерпретации полученных данных (рис. 1, а, б), сумма импульсов (Σ имп.) бралась до 540° , чтобы исключить влияние пика взрываемости, возникающего при $\alpha = \beta$ переходе кварца. Гистограммы как вмещающих пород, так и пегматитов, сходны. Обе они одномодальные и положительно-асимметричны, что поз-

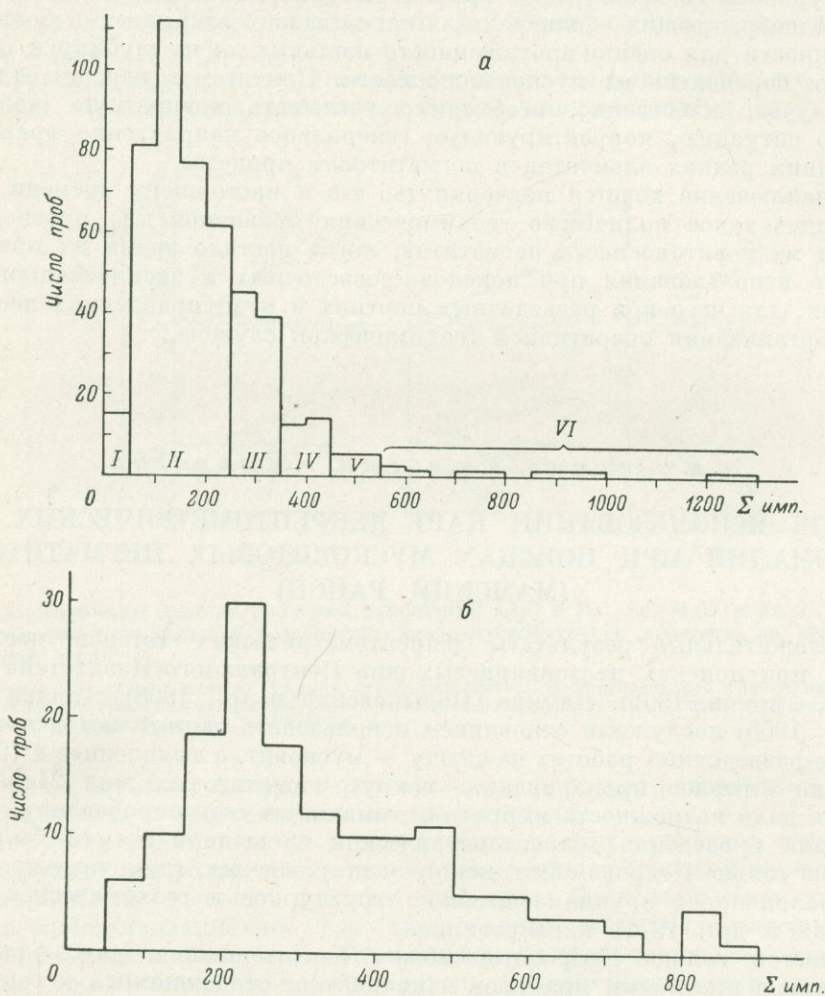


Рис. 1. Гистограммы распределения декрептометрической активности вмещающих пород (а) и пегматитов (б) участка гольца Кедрового.

Римскими цифрами обозначены классы проб.

волило нам при дальнейшей интерпретации объединить пегматиты и вмещающие породы. Согласно гистограммам пробы были разбиты на 6 классов по количеству импульсов: I—0—50, II—50—250, III—250—350, IV—350—450, V—450—550, VI—550. Во второй класс вошли все фоновые значения взрываемости, в первый—отрицательные аномалии, в третий—шестой—положительные аномалии.

Все полученные значения были нанесены на геологическую карту масштаба 1 : 1000, где пробы одного класса соединялись изолиниями. Это позволило выявить ряд положительных аномалий декрептометрической активности. Судя по данным опробования жил с обоих контактов

(жила № 54), пегматитовые тела имеют по обеим сторонам вытянутые в плане параллельно простиранию тела положительные аномалии декрептометрической активности. Расстояние между аномалиями и мусковитоносной пегматитовой жилой колеблется в пределах 10—40 м. Однако необходимо учитывать, что аномалии могут вызываться тектоническими нарушениями, которые отчетливо выявляются на участке в зоне тектонического расщепления в его юго-западной части. Отрицательно аномальные значения декрептометрической активности не удалось объединить между собой, но следует отметить, что они чаще всего встречаются в непосредственной близости от жил. На основании вышеизложенного были прогнозированы площади для постановки поисково-разведочных и буровых работ, где основное внимание уделялось участкам между крупными положительными аномалиями на юге и юго-западе от жилы № 23.

В восточной части исследованной площади аномалии не имеют достаточно четкого распределения. Максимумы активности здесь, за исключением приуроченных к мусковитоносным жилам, лежат на линии аномалий северо-восточного простирания, характеризующих плохо прослеженное разрывное нарушение.

Одновременно с исследованием декрептометрической активности пород на гольце Кедровом было также проведено изучение распределения температур декрепитации по интервалам. Для этого была

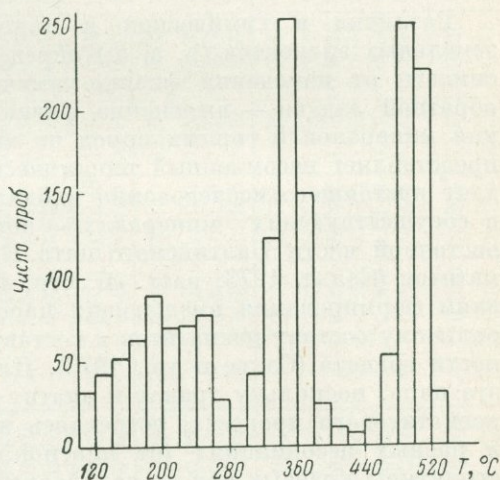


Рис. 2. Гистограммы распределения температур декрепитации газовой-жидких включений в пегматитах и вмещающих породах участка гольца Кедрового.

построена гистограмма (рис. 2), которая позволила четко установить, что на исследуемой площади в «пропаривании» вмещающих пород и пегматитов играли роль три типа растворов: низкотемпературные — 120—260, среднетемпературные — 320—400 и высокотемпературные — 460—540° С. Включения среднетемпературного интервала присутствуют в каждой пробе и в 80% от общего числа проб взрываются в интервале 320—380° С. Включения высокотемпературного интервала не выражены в 140 пробах и в 75% общего числа проб взрываются в интервале 480—520° С. Включения низкотемпературного интервала не выражены в 70 пробах и их взрываемость распределена в интервале температур 120—280° С.

С учетом того, что низкотемпературные растворы сопутствуют промышленным мусковитоносным жилам, была составлена карта изотерм декрепитации в интервале 100—300°. Изотермы были проведены через 180 и 240°. Площади с температурами декрепитации 100—180° были приняты как отрицательно аномальные, с температурами 180—240 — фоновыми и с температурами 240—300° — положительно аномальными. Это разделение чисто условное и сделано для удобства интерпретации полученных данных. При анализе полученной карты изотерм установлено, что непосредственно к контакту жил тяготеют поля отрицательных аномалий и только на расстоянии 10—40 м от жилы начинают появляться более высокие температуры декрепитации (положительные аномалии). На боль-

шем удалении снова располагаются фоновые и отрицательные аномальные поля.

При проверке декрептометрических аномалий площади прогнозирования подтвердились.

Е. К. ЮРГИНА, М. Е. САЛЬЕ, Д. А. МИНЕЕВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В АПАТИТАХ И ГРАНАТАХ ИЗ ПЕГМАТИТОВ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Различия в химических и кристаллохимических свойствах редкоземельных элементов (р. з. э.) определяют их фракционирование в зависимости от изменения физико-химических условий процесса. Решение обратной задачи — выяснение физико-химических условий формирования минералов и горных пород по характеру распределения р. з. э. — представляет несомненный теоретический и практический интерес. В задачу настоящего исследования входило изучение распределения р. з. э. в сосуществующих минералах — апатите и гранате из пегматитов восточной части Балтийского щита. Крайние члены изученного ряда пегматитов (Салье, 1973; наст. сб., стр. 15) резко различаются по $P-T$ условиям формирования вмещающих пород, валовому химическому и минеральному составу пегматитов и составу слагающих их минералов, в частности граната (Салье и др., 1973). Для изучения была выбрана именно эта пара, поскольку гранат и апатит являются «сквозными» минералами пегматитового процесса, встречаясь во всех формациях и типах жил и в разных ассоциациях (от плагиоклазового пегматита ортотектитовой структуры краевых зон до сахаровидного альбита и поздних прожилков кальцита), что дает возможность проследить поведение р. з. э. как при переходе от одного звена эволюционного ряда к другому (по типам жил), так и от ранних генераций к более поздним. Всего было изучено около 100 образцов апатита и граната. Определение содержаний р. з. э. проводилось прямым количественным спектральным методом (без выделения ΣTR) с введением внутренних стандартов по методике, разработанной в спектральной лаборатории ИМГРЭ под руководством Л. Г. Логиновой. Высокая чувствительность метода на дефицитные р. з. э. позволила определить их содержание с точностью до четвертого знака. Чувствительность определения элементов итровой группы значительно ниже (больше чем на порядок), и именно это не позволило определить их содержание во всех гранатах и в апатитах поздних ассоциаций. Большая часть определений (70 образцов) выполнена Е. К. Юргиной, остальные — сотрудниками этой же лаборатории М. М. Милашкиной и С. М. Черновой.

Колебания содержаний ΣTR и Y в изученных минералах составляют соответственно 0.010—0.998, 0.003—0.680 для апатитов и 0.003—0.500, 0.006—1.200% для гранатов. Средние содержания лантоноидов (Ln) и Y в апатитах и гранатах закономерно понижаются от мусковитовой к мусковит-редкометальной и редкометальной формации (табл. 1, 2). В гранатах из пегматитов редкометальной формации Карело-Кольского региона р. з. э. не обнаружены. Необходимо подчеркнуть, что такое закономерное понижение характеризует только межформационные переходы в эволюционном ряду пегматитов и не установлено для последовательных типов внутри одной формации. В апатитах и гранатах из пегматитов

Состав и содержание (в вес.%) редкоземельных элементов в апатитах из пегматитов Карело-Кольского региона

№№ п. п.	Тип жил	TRE ₂ O ₃	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	ΣTRE ₂ O ₃ + +Y ₂ O ₃	Y/Ce
Мусковитовая формация																			
1	I'	0.1991	0.018	0.050	—	0.046	0.026	—	0.024	—	0.017	0.0035	0.006	0.0016	0.0070	—	0.110	0.3091	2.2
2		0.0110	—	—	—	—	—	—	0.008	—	—	0.0010	—	—	0.0020	—	0.040	0.0510	—
3		0.0170	—	—	—	—	—	—	0.012	—	—	0.0020	—	—	0.0030	—	0.050	0.0670	—
Среднее, n=3		0.0757	0.006	0.016	—	0.015	0.009	—	0.015	—	0.006	0.0022	0.002	0.0005	0.0040	—	0.067	0.1427	4.2
4		0.3360	0.024	0.088	—	0.078	0.034	—	0.042	—	0.030	0.0095	0.018	0.0029	0.0096	—	0.205	0.5410	2.3
5		0.1676	—	0.076	—	0.070	—	—	0.016	—	—	0.0021	—	0.0016	0.0019	—	0.080	0.2476	1.1
6		0.5749	0.025	0.135	—	0.125	0.048	—	0.088	—	0.068	0.0220	0.038	0.0205	0.0054	—	0.680	1.2549	5.0
7	I	0.3784	0.046	0.095	—	0.065	0.022	—	0.064	—	0.047	0.0120	0.022	0.0012	0.0042	—	0.410	0.7884	4.3
8		0.4409	0.067	0.090	—	0.025	—	—	0.082	—	0.100	0.0210	0.034	0.0165	0.0054	—	0.420	0.8609	4.7
9		0.4449	0.036	0.125	—	0.063	0.033	—	0.076	—	0.049	0.0140	0.024	0.0195	0.0054	—	0.390	0.8349	3.1
10		0.4632	0.052	0.110	—	0.070	0.023	—	0.072	—	0.038	0.0220	0.037	0.0300	0.0092	—	0.370	0.8332	3.4
11		0.6041	0.051	0.110	—	0.115	0.087	—	0.096	—	0.074	0.0086	0.036	0.0205	0.0060	—	0.360	0.9641	3.3
12		0.4592	0.051	0.145	—	0.028	0.020	—	0.058	—	0.046	0.0250	0.073	0.0092	0.0040	—	0.350	0.8092	2.4
13		0.2843	0.021	0.125	—	0.025	0.020	—	0.036	—	0.023	0.0140	0.010	0.0010	0.0058	0.0035	0.220	0.5043	1.8
Среднее, n=10		0.4154	0.037	0.110	—	0.066	0.029	—	0.063	—	0.048	0.0150	0.029	0.0123	0.0057	0.0004	0.349	0.7644	3.2
14		0.6350	0.050	0.160	—	0.140	0.080	—	0.095	—	0.050	0.0140	0.026	0.0030	0.0160	0.0010	0.295	0.9300	1.8
15	II	1.1280	0.580	0.100	—	0.110	0.070	—	0.120	—	0.070	0.0170	0.035	0.0030	0.0210	0.0020	0.420	1.5480	4.2
16		0.3448	0.018	0.100	—	0.078	0.037	—	0.038	—	0.033	0.0105	0.017	0.0023	0.0110	—	0.210	0.5548	2.1
Среднее, n=3		0.7026	0.216	0.120	—	0.110	0.062	—	0.084	—	0.051	0.0138	0.026	0.0028	0.0160	0.0010	0.308	1.0106	2.6
17		0.4388	0.027	0.125	—	0.094	0.034	—	0.029	—	0.028	0.0740	0.016	0.0026	0.0092	—	0.192	0.6308	1.5
18		0.2817	0.022	0.078	—	0.070	0.030	—	0.023	—	0.023	0.0084	0.014	0.0028	0.0105	—	0.191	0.4727	2.4
19	III	0.5822	0.039	0.220	—	0.130	0.066	—	0.064	—	0.040	0.0070	0.002	0.0022	0.0120	—	0.200	0.7822	0.9
20		0.9980	0.210	0.300	—	0.160	0.074	—	0.120	—	0.060	0.0140	0.030	0.0050	0.0230	0.0020	0.380	1.3780	1.3
21		0.3924	0.032	0.140	—	0.025	0.034	—	0.070	—	0.047	0.0039	0.022	0.0140	0.0045	—	0.370	0.7624	2.6
Среднее, n=5		0.5389	0.066	0.173	—	0.096	0.047	—	0.061	—	0.040	0.0214	0.017	0.0053	0.0118	0.0004	0.257	0.8059	1.5
Среднее по формации, n=21		0.4373	0.065	0.113	—	0.072	0.035	—	0.059	—	0.041	0.0144	0.022	0.0075	0.0080	0.0004	0.283	0.7203	2.5

Таблица 1 (продолжение)

№ п. п.	Тип жил	TR ₂ O ₃	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	Σ TR ₂ O ₃ + + Y ₂ O ₃	Y/Ce
Мусковит — редкометалльная формация																			
22	IV	0.3326	0.010	0.068	—	0.070	0.029	—	0.078	—	0.046	0.0068	0.015	0.0030	0.0068	—	0.290	0.6226	4.3
23		0.4497	0.020	0.092	—	0.084	0.056	—	0.076	—	0.080	0.0086	0.020	0.0033	0.0098	—	0.270	0.7197	2.9
24		0.5600	0.028	0.110	—	0.107	0.076	—	0.086	—	0.068	0.0150	0.034	0.0050	0.0310	—	0.380	0.9400	3.5
25		0.2908	0.021	0.092	—	0.041	0.038	—	0.070	—	0.025	0.0028	сл.	—	0.0010	—	0.094	0.3848	1.0
26		0.3109	0.015	0.043	—	0.072	—	—	0.060	—	0.058	0.0115	0.027	0.0054	0.0190	—	0.220	0.5309	5.1
27		0.3266	0.011	0.050	—	0.060	0.050	—	0.047	—	0.044	0.0090	0.031	0.0046	0.0200	—	0.270	0.5966	5.4
28		0.5341	0.054	0.150	—	0.031	0.145	—	0.090	—	0.044	0.0060	0.011	сл.	0.0031	—	0.205	0.7391	1.4
29		0.3088	0.033	0.088	—	0.080	0.036	—	0.029	—	0.023	0.0056	0.008	сл.	0.0062	—	0.160	0.4688	1.8
30		0.4976	0.085	0.140	—	0.107	0.044	—	0.040	—	0.034	0.0080	0.017	0.0026	0.0200	—	0.280	0.7776	2.0
31		0.4578	0.028	0.110	—	0.122	0.090	—	0.068	—	0.028	0.0044	0.005	сл.	0.0024	—	0.175	0.6328	1.6
32		0.3504	0.039	0.105	—	0.052	0.036	—	0.044	—	0.039	0.0088	0.013	0.0026	0.0110	—	0.270	0.6204	2.6
33		0.5835	0.034	0.165	—	0.058	0.052	—	0.115	—	0.092	0.0100	0.025	0.0055	0.0270	—	0.360	0.9435	2.2
34		0.3578	0.035	0.110	—	0.094	0.034	—	0.028	—	0.028	0.0048	0.016	0.0040	0.0040	—	0.200	0.5578	1.8
Среднее, n=13			0.4124	0.032	0.102	—	0.075	0.053	—	0.064	—	0.047	0.0076	0.017	0.0026	0.0122	—	0.244	0.6564
35	IV'	0.3720	0.043	0.090	—	0.054	0.040	—	0.066	—	0.040	0.0080	0.015	0.0020	0.0130	0.0010	0.220	0.5920	2.5
36		0.0730	0.016	0.056	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0010	—	0.019	0.0920	0.3
37		0.0522	—	0.050	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0022	—	0.038	0.0902	0.8
38		0.0125	—	0.011	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0015	—	0.020	0.0325	1.8
39		0.0270	—	0.018	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0090	—	0.078	0.1050	4.3
40		0.1673	0.022	0.080	—	—	0.033	—	0.017	—	—	0.0040	—	0.0027	0.0086	—	0.150	0.3173	1.9
41		0.1120	0.007	0.021	0.004	0.017	0.016	—	0.019	0.002	0.015	0.0025	0.004	0.0005	0.0040	—	0.048	0.1600	2.3
42		0.390	0.009	0.030	0.010	0.023	0.014	0.002	0.027	0.005	0.060	0.014	0.060	0.010	0.101	0.027	0.39	0.780	13.0
Среднее, n=8		0.1515	0.012	0.045	0.002	0.012	0.013	—	0.016	0.001	0.014	0.0036	0.010	0.0019	0.0175	0.0035	0.120	0.2715	2.7
Среднее по формации, n=21		0.3129	0.025	0.081	—	0.051	0.038	—	0.046	—	0.034	0.0061	0.014	0.0023	0.0142	0.0013	0.197	0.5099	2.4
Редкометалльная формация																			
43	V	0.041	0.004	0.008	0.003	0.004	0.005	—	0.005	0.001	0.004	0.001	0.001	—	0.005	—	0.019	0.060	2.4
44		0.1428	0.021	0.070	—	0.028	—	—	0.022	—	—	—	—	—	0.0018	—	0.066	0.2088	0.9
45		0.0288	—	—	—	—	—	—	—	—	0.020	—	—	—	0.0088	—	0.105	0.1338	

Таблица 1 (продолжение)

№№ п. п.	Тип жил	TR ₂ O ₃	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	ΣTR ₂ O ₃ + +Y ₂ O ₃	Y/Σ
46	VI	0.0240	—	—	—	—	—	—	0.024	—	—	—	—	—	—	—	0.076	0.1000	—
47		0.0104	—	—	—	—	—	—	—	—	0.009	—	—	—	0.0014	—	0.037	0.0474	—
48		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.003	0.0030	—
49		0.0340	0.002	0.05	0.001	0.002	0.003	—	—	0.006	0.001	0.006	0.002	0.004	—	0.002	—	0.026	0.060
Среднее, n=6		0.0400	0.004	0.013	—	0.005	—	—	0.009	—	0.006	—	0.001	—	0.002	—	0.052	0.0920	4.0
Среднее по формации, n=7		0.0400	0.004	0.013	—	0.005	0.001	—	0.006	—	0.007	—	0.001	—	0.003	—	0.047	0.0870	3.6

Примечание. 1 — обр. Л-100, Лейвойва, ж. 2, плагиоклазовый пегматит мелкопегматоидной структуры; 2 — обр. ХЛ-66, Хетоламбино, апатит из прожилка кальцита с биотитом в плагиоклазовом пегматите; 3 — обр. МТ-12, мыс Толстик, плагиоклазовый пегматит мелкопегматоидной структуры с биотитом и сульфидами; 4 — обр. ПГ-1, Небогора, ж. 39, плагиоклазовый пегматит неяснографической структуры в контакте с кварц-мусковитовым метасоматитом; 5 — обр. НГ-3, там же, кварц-мусковитовый метасоматит; 6 — обр. МВ-17-86⁶, Малиновая Варака, ж. 17, футлярообразный кристалл апатита в плагиоклазовом пегматите, красная зона кристалла; 7 — обр. МВ-17-866, там же, центральная зона кристалла; 8 — обр. МВ-17-35, там же, плагиоклазовый пегматит; 9 — обр. МВ-10-2, Малиновая Варака, ж. 10, плагиоклазовый пегматит; 10 — обр. МВ-1-69а, Малиновая Варака, ж. 1, плагиоклазовый пегматит; 11 — обр. К-3-128 — Карельский, ж. 3/50, плагиоклазовый пегматит с карбуратом; 12 — обр. К-3-3, там же, кварц-мусковитовый метасоматит; 13 — обр. К-3-50, там же, контакт пегматоидного плагиоклаза и мусковита с кварцевой «осью»; 14 — обр. ЛГ-95, Лопатова губа, ж. 3, кварц-мусковитовый метасоматит с большим количеством турмалина и ярко-зеленой вторичной слюдкой; 15 — обр. ЛГ-96, там же, плагиоклазовый пегматит; 16 — обр. ХЛ-52, Хетоламбино, ж. 195, плагиоклазо-микроклиновы пегматит с желто-зеленым, мелкошуйчатым мусковитом; 17 — обр. КВ-17, Кура-Ваара, сев. уч., ж. 5, контакт плагиоклазового и микроклинового пегматита, содержащих биотит; 18 — обр. ХЛ-29, Хетоламбино, ж. 183, темно-коричневый плагиоклазовый пегматит мелкопегматоидной структуры; 19 — обр. ВО-1, о. Большой Олений, ж. 10, плагиоклазовый пегматит мелкопегматоидной структуры с биотитом, гранатом, апатитом; 20 — обр. ВО-2, там же, микроклиновы пегматит мелкопегматоидной структуры с участками плагиоклазового пегматита и с мусковитом, гранатом, апатитом; 21 — обр. ХЛ-129-9, Хетоламбино, ж. 129, кварц-мусковитовый метасоматит; 22 — обр. ВО-73, Слюдяной бор (Выгостров), Лавриковский участок, ж. 28, скв. 55, мелкозернистый плагиоклазовый пегматит ортогексагональной структуры в зоне плагиоклазо-микроклинового пегматита; 23 — обр. ВО-77, там же, плагиоклазовый пегматит вблизи контакта с гнейсами; 24 — обр. ВО-96, там же, ж. 4, контакт плагиоклазового пегматита неяснографической и петельчатой структур; 25 — обр. ВО-158, там же, ж. 6, плагиоклазовый пегматит неяснографической и петельчатой структур с желтым мелкошуйчатым мусковитом; 26 — обр. ВО-33, Слюдяной бор, Алексеевский участок, ж. 3, зона апатит-кварц-мусковитовой породы с турмалином в плагиоклазовом пегматите; 27, обр. ВО-36, то же, что обр. ВО-33; 28 — обр. С-192, Стрельна, участок № 2, ж. 5, плагиоклазовый пегматит неяснографической структуры; 29 — обр. С-97, Стрельна, участок № 2, ж. 3, плагиоклазовый пегматит с кварцевой осью; 30 — обр. С-251, Стрельна, участок № 2, ж. 2, плагиоклазовый пегматит графической структуры с участками кварц-мусковитового метасоматита; 31 — обр. С-17, Стрельна, участок Угольный, ж. 15, кварц-мусковитовый метасоматит; 32 — обр. К-43, Коловай, ж. 8, клевадитовый пегматит; 33 — обр. К-41, там же, сахаровидный альбит с кристаллами мусковита; 34 — обр. КЯ-25а, Килпявр, плагиоклазо-микроклиновы мелкопегматоидный пегматит с биотитом и мусковитом; 35 — обр. УГ-86, Ура-Губа, ж. 9, альбитовый пегматит полосчатой структуры с мелкими кристалликами апатита и граната; 36 — обр. УГ-13, то же, что обр. УГ-86; 37 — обр. УГ-12, там же, крупные кристаллы апатита и граната в полосчатом альбитовом пегматите; 38 — обр. УГ-52-1, Ура-Губа, ж. 5, альбит-микроклиновы пегматит мелкопегматоидной структуры; 39 — обр. УГ-119а, Ура-Губа, ж. 10, кварц-мусковитовый рассланцованный метасоматит в контакте с альбитовым пегматитом, 40 — обр. УГ-119а, Ура-Губа, ж. 10, кварц-мусковитовый рассланцованный метасоматит; 41 — обр. УГ-15, Кольский полуостров, блоковый кварц (Леонова, Елина, 1969); 42 — Кайта-Тундра (Семенов, 1963); 43 — обр. 16, Кольский полуостров, кварц-сподуменовый пегматит (Леонова, Елина, 1969); 44 — обр. ВТ-81, Кольский полуостров, альбит-олигоклазовый пегматит неяснографической структуры; 45 — обр. ВТ-70, там же, сахаровидный альбит в контакте с кварц-мусковитовым метасоматитом (мусковит желто-зеленый) с колумбит-танталитом; 46 — обр. ВТ-152, там же, альбитовый пегматит; 47 — обр. ВТ-151, там же, альбитовый пегматит с апатитом, сподуменом, перлом, полихромным турмалином, мусковитом; 48 — обр. ВТ-153, там же, блоковый кварц; 49 — обр. 17, там же, сахаровидный альбит в блоковом микроклине (Леонова, Елина, 1969). Аналитики: Е. К. Юргина, С. М. Черногорова. Характеристика типов жил, обозначенных здесь, в табл. 2 и на всех рисунках римскими цифрами, приведена в статье М. Е. Салье, стр. 15. Дополнительно выделены: IV — микроклин-плагиоклазовы жилы (№ 195, Хетоламбино), залегающая в амфиболитах; IV' — жилы мусковит-редиметальной формации, отличающиеся сильным проявлением процессов альбитизации и в связи с этим повышенным содержанием Na₂O. Содержания лантаноидов и иттрия приведены для окислов.

Состав и содержание (в вес.%) редкоземельных элементов в гранатах из пегматитов Карело-Кольского региона

№№ пп	Тип жил	TR ₂ O ₃	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	ΣTR ₂ O ₃ ⁺ + Y ₂ O ₃	Yb/Dy
Мусковитовая формация																			
1	I'	0.0952	—	—	—	—	—	—	—	—	0.028	0.0120	0.023	0.0032	0.0290	—	0.380	0.4753	1.04
2	I	0.1846	—	—	—	—	—	—	—	—	0.044	0.0190	0.037	0.0066	0.0780	—	0.500	0.6846	1.77
3		0.1110	—	—	—	—	—	—	—	—	0.062	0.0047	0.019	0.0013	0.0240	—	0.250	0.3610	0.39
4		0.3560	—	—	—	—	—	—	—	—	0.070	0.0220	0.110	0.0170	0.1100	0.0270	0.380	0.7360	1.57
5		0.1115	—	—	—	—	—	—	—	—	0.070	0.0058	0.016	0.0007	0.0190	—	0.350	0.4615	0.27
6		0.1543	—	—	—	—	—	—	—	—	0.068	0.0120	0.035	0.0033	0.0360	—	0.390	0.5443	0.53
7		0.0694	—	—	—	—	—	—	—	0.024	0.034	0.0028	—	—	0.0086	—	0.125	0.1944	0.25
8		0.2438	—	—	—	—	—	—	—	—	0.054	0.0120	0.056	0.0088	0.0920	0.0210	0.410	0.6538	1.70
9		0.2222	—	—	—	—	—	—	—	0.037	0.068	0.0090	0.038	0.0062	0.0520	0.0120	0.560	0.7822	0.76
10		0.1530	—	—	—	—	—	—	—	—	0.050	0.0180	0.050	0.0060	0.0290	—	0.520	0.6730	0.58
Среднее, n=9		0.1783	—	—	—	—	—	—	0.007	—	0.058	0.0117	0.041	0.0048	0.0498	0.0060	0.387	0.5653	0.85
11	II	0.1938	—	—	—	—	—	—	—	—	0.090	0.0170	0.047	0.0038	0.0360	—	0.540	0.7338	0.40
12		0.1750	—	—	—	—	—	—	—	—	0.050	0.0170	0.050	0.0060	0.0420	0.0100	0.380	0.5550	0.84
13		0.2040	—	—	—	—	—	—	—	—	0.099	0.0180	0.045	0.0040	0.0380	—	0.450	0.6540	0.38
14		0.2346	—	—	—	—	—	—	—	—	0.073	0.0180	0.062	0.0072	0.0670	0.0074	0.390	0.6246	0.92
15		0.2710	—	—	—	—	—	—	—	—	0.081	0.0190	0.065	0.0090	0.0780	0.0190	0.660	0.9310	0.96
Среднее, n=5		0.2157	—	—	—	—	—	—	—	—	0.079	0.0176	0.054	0.0060	0.0520	0.0071	0.484	0.6997	0.66
16	II'	0.2130	—	—	—	—	—	—	0.037	—	0.048	0.0070	0.046	0.0070	0.0560	0.0120	0.430	0.6430	1.17
17		0.2870	—	—	—	—	—	—	—	—	0.060	0.0230	0.084	0.0120	0.0850	0.0230	0.670	0.9570	1.42
18		0.3620	—	—	—	—	—	—	—	—	0.080	0.0390	0.014	0.0260	0.1600	0.0430	1.200	1.5620	2.00
19		0.1966	—	—	—	—	—	—	—	—	0.060	0.0250	0.062	0.0070	0.0370	0.0056	0.660	0.8566	0.62
20		0.4965	—	—	—	—	—	—	—	0.031	0.080	0.0300	0.140	0.0155	0.1700	0.0300	1.100	1.5965	2.13
21		0.0620	—	—	—	—	—	—	—	—	0.030	0.0050	0.013	0.0020	0.0120	—	0.190	0.2520	0.40
Среднее, n=6		0.2695	—	—	—	—	—	—	0.011	—	0.060	0.0215	0.060	0.0115	0.0866	0.0189	0.708	0.9775	1.44

Таблица 2 (продолжение)

№№ п.п.	Тип жил	TR ₂ O ₃	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	$\frac{\Sigma TR_2O_3 + Y_2O_3}{Yb/Dy}$	Yb/Dy	
22	III	0.3966	—	—	—	—	—	—	—	—	0.033	0.0210	0.063	0.0096	0.2700	—	0.540	0.9366	8.18	
23		0.3230	—	—	—	—	—	—	—	—	0.073	0.0200	0.079	0.0140	0.1100	0.0270	0.620	0.9430	1.51	
24		0.1280	—	—	—	—	—	—	—	—	0.040	0.0100	0.035	0.0050	0.0300	0.0080	0.340	0.4680	0.75	
25		0.1690	—	—	—	—	—	—	—	—	0.030	0.0120	0.042	0.0080	0.0600	0.0170	0.320	0.4890	2.00	
26		0.0510	—	—	—	—	—	—	—	—	0.021	—	0.005	—	0.0250	—	0.037	0.0880	1.19	
27		0.1364	—	—	—	—	—	—	—	—	0.060	0.0087	0.031	0.0027	0.0340	—	0.270	0.4064	0.57	
28		0.1470	—	—	—	—	—	—	—	—	0.071	0.0110	0.029	0.0020	0.0340	—	0.320	0.4670	0.48	
29		0.1353	—	—	—	—	—	—	—	—	0.071	0.0080	0.023	0.0023	0.0310	—	0.270	0.4053	0.44	
30		0.2408	—	—	—	—	—	—	—	—	0.054	0.0100	0.058	0.0088	0.0920	0.0180	0.500	0.7408	1.70	
31		0.1303	—	—	—	—	—	—	—	—	0.053	0.0070	0.028	0.0023	0.0400	—	0.330	0.4603	0.75	
32		0.1219	—	—	—	—	—	—	—	—	0.044	0.0052	0.023	0.0024	0.0430	0.0043	0.180	0.3019	0.98	
33		0.0599	—	—	—	—	—	—	—	0.024	—	0.018	0.0030	0.009	0.0017	0.0042	0.074	0.1339	0.23	
Среднее, n=11		0.1493	—	—	—	—	—	—	0.002	—	0.049	0.0086	0.033	0.0044	0.0456	0.0067	0.296	0.4453	0.93	
Среднее по формации, n=33		0.1948	—	—	—	—	—	—	0.005	—	0.056	0.0136	0.044	0.0063	0.0615	0.0084	0.434	0.6288	1.10	
Мусковит-редкометальная формация																				
34	IV	0.1808	—	—	—	—	—	—	—	—	0.052	0.0090	0.046	0.0068	0.0550	0.0120	0.580	0.7608	1.06	
35		0.3555	—	—	—	—	—	—	—	—	0.043	0.0140	0.090	0.0135	0.1600	0.0350	0.580	0.9355	3.72	
36		0.2535	—	—	—	—	—	—	—	—	0.060	0.0200	0.058	0.0055	0.1100	—	0.440	0.6935	1.83	
37		0.1009	—	—	—	—	—	—	—	—	0.043	0.0054	0.024	0.0035	0.0250	—	0.380	0.4809	0.58	
38		0.3495	—	—	—	—	—	—	—	0.024	—	0.045	0.0140	0.082	0.0135	0.1400	0.0310	0.820	1.1695	3.11
39		0.0440	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.026	0.0015	—	—	0.0165	—	0.150	0.1940	0.63
40		0.0290	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.018	0.0040	—	—	0.0070	—	0.009	0.0380	0.39
41		0.0025	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0025	—	0.035	0.0375	—
42		0.0112	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0018	0.0094	—	0.051	0.0622	—

Таблица 2 (продолжение)

№№ п.п.	Тип жил	TR ₂ O ₅	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	$\frac{\Sigma TR_2O_5 + Y_2O_3}{Yb/Dy}$	Yb/Dy
43		0.0120	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0120	—	0.029	0.0410	
44		0.1100	—	—	—	—	—	—	—	—	0.060	0.0060	0.017	0.0020	0.0250	—	0.520	0.6300	0.42
45		0.4890	—	—	—	—	—	—	—	—	0.050	0.0230	0.110	0.0230	0.1600	0.0730	0.450	0.8890	3.20
46		0.5550	—	—	—	—	—	—	—	—	0.040	0.0230	0.120	0.0320	0.2300	0.1100	0.320	0.8750	5.75
Среднее, n=13		0.1904	—	—	—	—	—	—	0.002	—	0.035	0.0092	0.043	0.0078	0.0733	0.0201	0.300	0.4904	2.09
47	IV'	0.0224	—	—	—	—	—	—	—	—	0.021	—	—	—	0.0014	—	0.009	0.0314	0.07
48		0.0010	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0010	—	0.006	0.0070	
49		0.0236	—	—	—	—	—	—	—	—	0.022	—	—	—	0.0016	—	0.014	0.0376	0.07
50		0.0009	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0009	—	0.006	0.0069	
Среднее, n=4		0.0120	—	—	—	—	—	—	—	—	0.011	—	—	—	0.0010	—	0.009	0.0210	0.09
Среднее по формации n=17		0.1486	—	—	—	—	—	—	0.002	—	0.029	0.0070	0.033	0.0059	0.0563	0.0154	0.231	0.3796	1.94

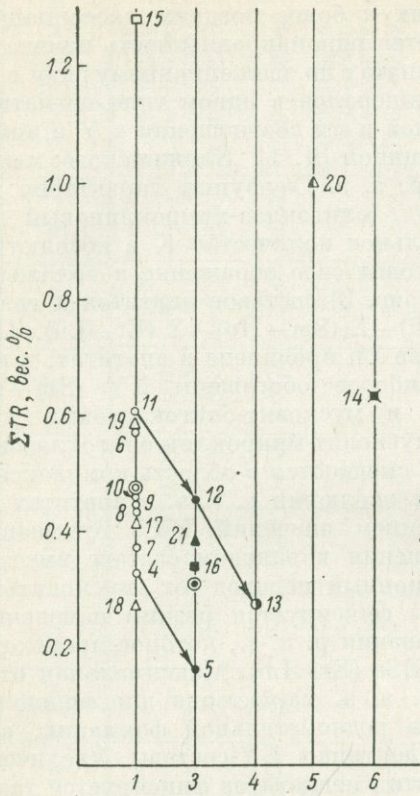
Примечание. 1 — обр. Л-97, см. обр. Л-100 апатита (табл. 1); 2 — обр. НГ-2, см. обр. НГ-1 апатита (табл. 1); 3 — обр. МВ-17-85, Малиновая Варака, плагиоклазовый пегматит с мусковитом и гранатом; 4 — обр. МВ-17-81 — там же, гранат из сростаний с апатитом в плагиоклазовом пегматите; 5 — обр. МВ-17-57, там же, плагиоклазовый пегматит с мусковитом и гранатом; 6 — обр. МВ-17-78, там же, кварц-гранатовые сростания в плагиоклазовом пегматите; 7 — обр. МВ-17-58, там же, блоковый кварц; 8 — обр. МВ-10-1, см. обр. МВ-10-2 апатита (табл. 1); 9 — обр. К-3-50, см. обр. К-3-50 апатита (табл. 1); 10 — обр. Т-32-26, Тэдино, ж. 32, кварц-гранатовые сростания; 11 — обр. Т-27-33, Тэдино, ж. 27, плагиоклазовый пегматит с мусковитом; 12 — обр. Т-27-34, там же, кварц-гранатовые сростания; 13 — обр. К-3/39-8, Карельский, ж. 3/39, плагиоклазовый пегматит с мусковитом (гранат неизмененный); 14 — обр. К-3/39-10, то же, что обр. К-3/39-8 (гранат в результате вторичных изменений приобретает темно-коричневую окраску); 15 — обр. К-3/39-12 — то же (гранат сильно измененный, почти черного цвета); 16 — обр. ХЛ-41, Хетоламбино, ж. 195, плагиоклазовый пегматит порфиробластической структуры; 17 — обр. ХЛ-43, там же, плагиоклазовый пегматит анографической, пятнистой структуры; 18 — обр. ХЛ-45, там же, кварц-гранатовые сростания; 19 — обр. ХЛ-47, там же, «переслаивание» кварца, плагиоклазового пегматита и мелкоочувчатого желто-зеленого мусковита; 20 — обр. ХЛ-48, там же, микроклин (гранат покрыт корочкой серицита); 21 — обр. ХЛ-49, там же, кварц-мусковитовый метасоматит; 22 — обр. Л-95, Лейвойва, ж. 13-15, плагиоклазовый пегматит графической структуры; 23 — обр. БО-10-133, о. Большой Олений, ж. 10, плагиоклазовый пегматит; 24 — обр. БО-1, то же, что обр. БО-1 апатита; 25 — обр. БО-2, то же, что обр. БО-2 апатита; 26 — обр. БО-10-136, там же, микроклиновидный гранатовые сростания; 27 — обр. ЧС-9-148, Черная Салма, ж. 9, блоковый кварц; 28 — обр. ЧС-9-123, там же, кварц-гранатовые сростания; 29 — обр. ЧС-9-146, там же, кварц-32 — обр. ХЛ-1а-204, Хетоламбино, ж. 1а, плагиоклазовый пегматит; 31 — обр. ХЛ-12-1, Хетоламбино, ж. 12, пегматоидный мусковит; апатитов в табл. 1: 34 — обр. ВО-73, 35 — обр. ВО-96, 36 — обр. ВО-77, 37 — обр. ВО-158, 38 — обр. С-192, 39 — обр. С-251, 40 — обр. С-97, 41 — обр. С-96, 42 — обр. К-43, 43 — обр. К-41; 44 — обр. А-9, Алакертти, ж. 1, сахаровидный альбит с мелкоочувчатый мусковитом в контакте с блоковым кварцем; 45 — обр. П-31, Пертима, ж. 1, плагиоклазовый пегматит петельчатой структуры; 46 — обр. П-28, там же, клеваданитовый пегматит с желто-зеленым мусковитом и флюоритом; 47—50 — см. обр. апатита в табл. 1: 47 — обр. УГ-52-1, 48 — обр. УГ-119а, 49 — обр. УГ-86, 50 — обр. УГ-12. Аналитики: М. М. Маданкина, Е. К. Юргина, С. М. Черногорова. Для III типа жил при вычислении среднего исключен из рассмотрения обр. Л-95 (№ 22), ввиду anomalно высокого содержания Yb.

разного типа определенной формации содержания La и Y в одной ассоциации апатита и граната не отличаются, но понижаются в этих минералах из пегматитов данного типа от ранних к более поздним ассоциациям (рис. 1). Таким образом, устанавливается однонаправленность изменений содержания ΣTR и Y в апатитах и гранатах по эволюционному ряду в целом и для разных ассоциаций этих минералов в одном типе пегматита.

Характер распределения лантаноидов и их соотношения с Y в апатитах находятся в соответствии с принципом Д. С. Коржинского: максимальное содержание более основных р. з. э. Се-группы характерно для апатитов из наиболее щелочных жил (олигоклаз-микроклиновый тип жил, в котором установлено максимальное количество К в абсолютном и относительном выражении). Это находит свое отражение в положении как частных (рис. 2), так и средних (рис. 3) составов апатитов и гранатов на тройной диаграмме $\Sigma (Ln-Nd) - \Sigma (Sm-Ho) - \Sigma (Er-Lu)$. Особенно наглядно общая эволюция состава Ln проявлена в апатитах: в пегматитах мусковитовой формации наиболее обогащены $\Sigma Y (Sm-Ho)$ апатиты существенно олигоклазовых и мусковит-олигоклазовых жил. Фигуративные точки апатитов из мусковит-микроклин-олигоклазовых и олигоклаз-микролиновых пегматитов смещаются в область комплексных и селективных Σ Се-составов. Эта ветвь эволюции р. з. э. в апатитах характеризуется закономерным понижением значений Y/Се отношения, аналогичного понижению Na/K отношения в валовом составе вмещающих пегматитов (рис. 4). Межформационный переход (от мусковитовой к мусковит-редкометальной формации) фиксируется резким изменением направленности процесса фракционирования р. з. э., которое происходит в дальнейшем с накоплением ΣY и $\Sigma Sc (Er-Lu)$. Максимальная относительная концентрация иттриевых р. з. э. характерна для лепидолит-сподумен-альбитового типа пегматитов редкометальной формации, апатиты которых имеют комплексные и селективно ΣY -составы. Увеличение иттриевости апатитов этой ветви развития пегматитов фиксируется также увеличением значений Y/Се, синхронного с повышением значений Na/K в валовом составе самих жил. Такая направленность процесса разделения р. з. э. установлена и для апатитов из мусковитовой и мусковит-редкометальной формаций Восточной Сибири.

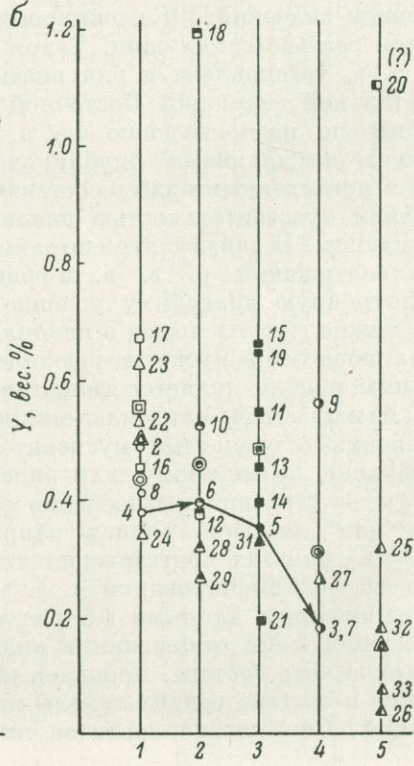
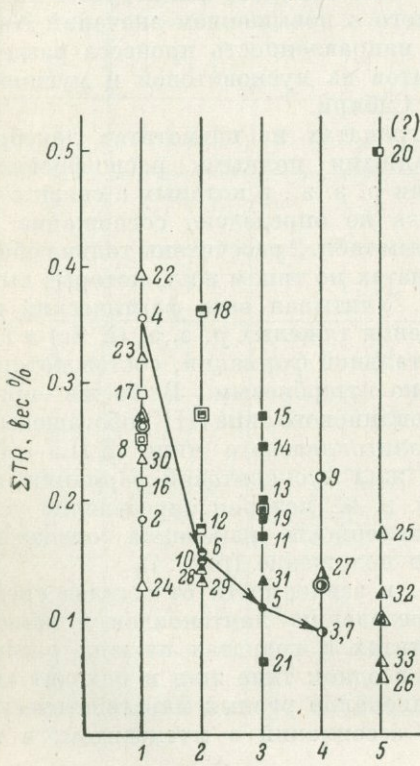
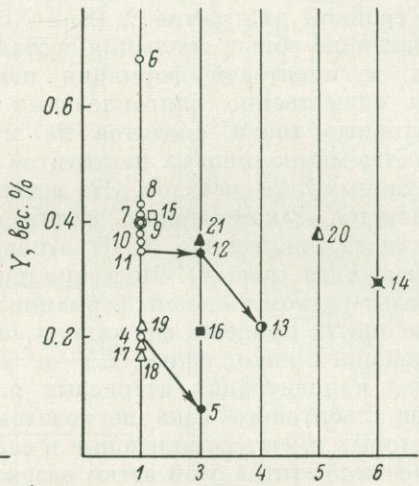
Данные по распределению Ln в гранатах из пегматитов докембрия ограничены несколькими опубликованными полными расшифровками (рис. 3) и приведенными здесь составами р. з. э., в которых в связи с недостаточной чувствительностью анализа не определено содержание цериевой группы. В связи с этим по данным табл. 2 рассчитаны только общие средние содержания р. з. э. в гранатах по типам жил, которые вынесены на тройную диаграмму условно. Учитывая весь фактический материал, можно сделать вывод о накоплении тяжелых р. з. э. (ΣSc) в гранатах из пегматитов мусковит-редкометальной формации, состав которых по частным пробам является селективно иттербиевым. В то же время гранаты из жил альбит-олигоклаз-микроклинового типа (III') обогащены по сравнению с гранатами мусковит-олигоклазового типа $\Sigma (La-Nd)$, что позволяет, по-видимому, для ряда жил мусковитовой формации, наметить ту же тенденцию разделения р. з. э., которая определенно установлена для апатитов. Общая направленность изменения отношения Yb к Dy в гранатах подтверждает это положение (рис. 4).

Процесс фракционирования р. з. э. в зависимости от состава среды, иллюстрированный данными по распределению лантаноидов и изменению значений Y/Се отношения в апатитах и гранатах из жил различного химического состава, проявлен и в одном типе жил и находит свое отражение в составе редких земель минералов разных парагенетических ассоциаций. Обогащение апатитов из ассоциаций с мусковитом, в ко-



а

Ассоциация	Тип жип					
	I'	I	II	III	IV	IV'
1	⊙	○	□	△	◇	◊
2		●	■	▲		
3		◐	◑	◒	◓	◔
4		◕		◖	◗	◘
5			◙	◚		
6		◛	◜	◝	◞	◟
7				◠		
8	⊘					



торых отмечается понижение значений Na/K и K/Rb отношений, цериевой группой р. з. э. установлено однозначно для многих жил I типа (рис. 2, 3). Показательно также смещение составов апатитов из своеобразных кварц-apatит-турмалин-мусковитовых пород и зон кварцевого замещения (Шмакин, Ширяева, 1968) в область обогащения Σ (Sm—Ho). Весьма интересно положение точки состава апатита № 12 (ассоциация с мусковитом в контакте с кварцевой «осью») по отношению к составу апатита № 11 (ассоциация с плагиоклазом). При общем смещении в область цериевого составов наблюдается аномальное обогащение этого апатита тяжелыми землями, что отражает разные стадии процесса в этой зоне пегматита: смену слабощелочной стадии, с которой связано возникновение мусковита, кислотной, сопровождающей формирование кварцевого ядра и окружающих его апографических структур пегматита. Обращает на себя внимание и положение точек составов апатита из олигоклаз-микроклиновых жил (III тип): вероятно, положение точек состава апатитов из плагиоклазового пегматита боковых зон в области селективных цериевых составов связано с валовым составом зоны в целом. Здесь значение отношения Na/K равно таковому по типу жил в целом и минимально для всех зон пегматита. Смещение точек состава апатита из кварц-мусковитового метасоматита и зон блокового плагиоклаза в область комплексных составов редких земель связано с увеличением в этих ассоциациях Na/K отношения. В гранатах эта зависимость проявлена в наличии иттербиевого максимума для ассоциаций с плагиоклазом и диспрозиевого — для ассоциаций с мусковитом и микроклином (рис. 5). Характерно также появление в гранатах из ассоциаций с плагиоклазом лютеция, а из ассоциаций с K-содержащими минералами — гадолия (табл. 2). В гранатах из жил олигоклаз-микроклинового типа проявлены противоположные тенденции в распределении лантаноидов, что, вероятно, определяется, так же как и для апатитов, прежде всего различиями в валовом составе зоны, из которой взят образец. Необходимо отметить максимальное относительное обогащение иттербием граната из ассоциации с флюоритом (рис. 5, IV), аналогичное такому же максимальному обогащению иттриевыми редкими землями апатитов из ассоциаций с турмалином.

Наибольший интерес представляет рассмотрение распределения р. з. э. между сосуществующими апатитами и гранатами. Среди изученных образцов 22 пары апатита и граната были отобраны из одних и тех же ассоциаций пегматита и в большинстве случаев (19) из одного штуфа. Наблюдение над взаимоотношениями этих минералов свидетельствует об одновременном или близко-одновременном их образовании. Весьма показательны в этом отношении тесные взаимные сростания апатита и граната с подчинением роста одного минерала кристаллографическим формам другого. Стоит указать также, что в двух случаях в одном и том же штуфе установлена приуроченность граната преимущественно к апогра-

Рис. 1. Изменение содержаний Σ TR и Y в апатитах (а) и гранатах (б) разных ассоциаций из пегматитов мусковитовой формации.

Типы жил: I — существенно олигоклазовый, I' — мусковит-олигоклазовый, II — мусковит-микроклин-олигоклазовый, III — олигоклаз-микроклиновый, IV — микроклин-альбитовый, IV' — микроклин-альбитовый с сильно проявленным процессом альбитизации, IV'' — редкометалло-альбитовый, VI — лепидолит-редкометалло-альбитовый, VII — альбитовый; ассоциации: 1 — плагиоклазовый пегматит (для IV' в ассоциации с альбитом), 2 — кварц-гранатовые сростания, 3 — кварц-мусковитовый метасоматит и плагиоклазовый пегматит с мусковитом, 4 — блоковые плагиоклаз и кварц центральных частей жил, 5 — микроклиновый пегматит и блоковый микроклин центральных частей жил, 6 — кварц-мусковитовый метасоматит с большим количеством апатита, турмалином и часто вторичной ярко-желтой, зеленой слюдкой, 7 — клеветандитовый пегматит с флюоритом, вторичной слюдкой, 8 — кальцит с биотитом. Для V типа ассоциации не выделены. По оси абсцисс арабскими цифрами обозначены ассоциации минералов. Стрелками показано изменение содержаний ETR и Y в минералах из одной жилы. Сдвоенные значки — средние по ассоциации. Номера анализов соответствуют порядковым номерам в табл. 1, 2.

фическим структурам пегматита, в то время как апатит располагается в пегматите мелкоблоковой или неяснографической структуры. При наличии контакта кварц-мусковитового метасоматита с пегматитом псевдо-

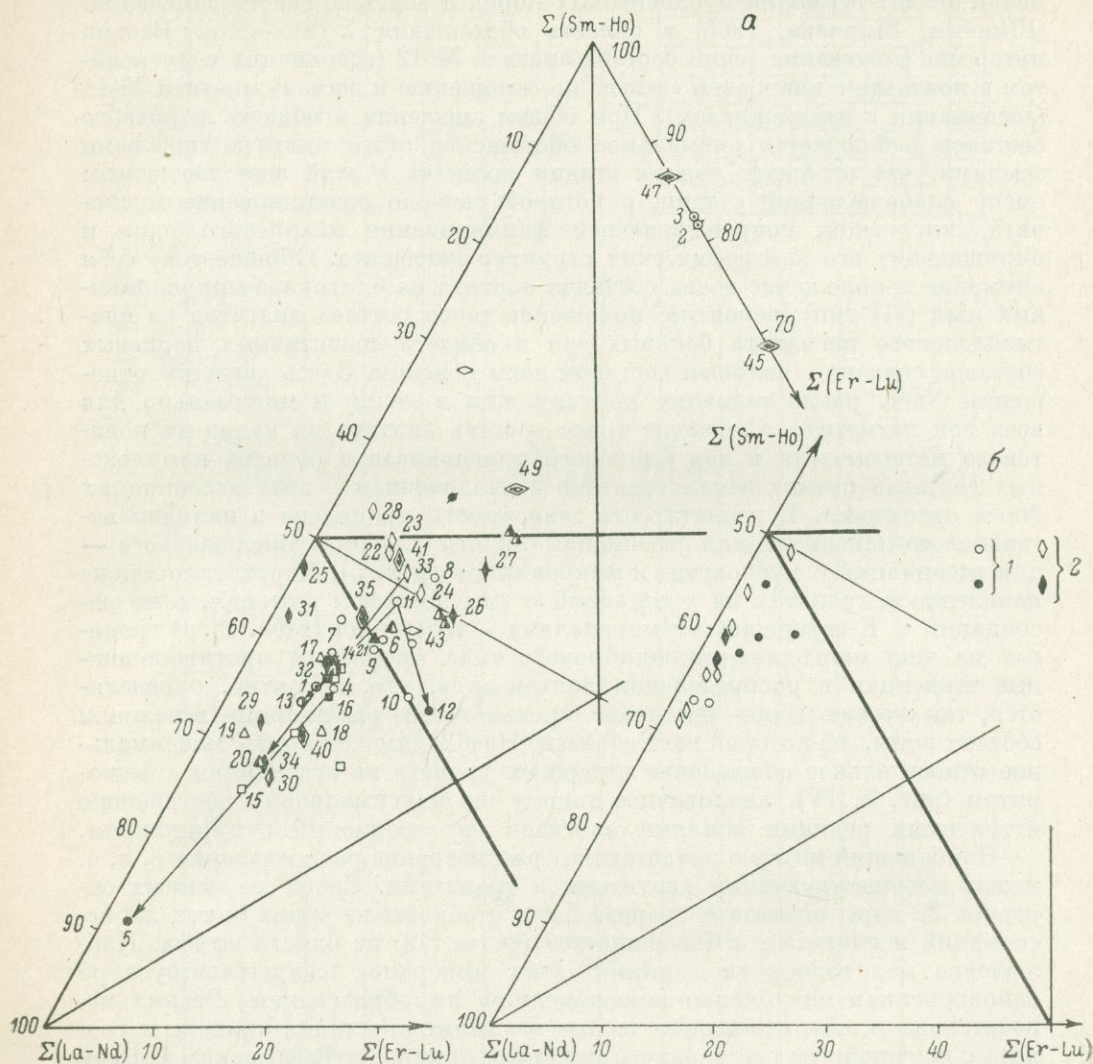


Рис. 2. Состав лантаноидов в апатитах из пегматитов Карело-Кольского региона и Восточной Сибири.

a — Карело-Кольский регион; номера анализов соответствуют порядковым номерам в табл. 1; анализы без номеров — данные В. А. Леоновой (Леонова, Елина, 1969), за исключением трех образцов, включенных в табл. 1; для V типа пегматитов приводится анализ апатита из пегматитов Сибири (Семенов, 1963). Стрелками соединены составы лантаноидов в апатитах их одной жилы. Остальные обозначения те же, что на рис. 1. *б* — Восточная Сибирь (по данным Б. М. Шмакина и В. А. Ширяевой, 1968): 1 — мусковитовая формация (Мамский район), 2 — мусковит-редкометалльная формация (Гутаро-Бирюсинский, Приольхонский районы, Енисейский край); незалитый знак — апатит из кварц-мусковитового метасоматита, залитый — из зон кварцевого замещения.

графической или петельчатой структур, обычно наблюдается концентрация апатита в метасоматите, а граната — в апографическом пегматите.

Содержания р. з. э. ($\Sigma TR+Y$) в апатите и гранате изменяются примерно в одинаковых пределах: от границы чувствительности анализа (0.00 п вес.%) в минералах из альбитового пегматита мусковит-редко-

металльных пегматитов до 0.8—1.4% в апатите и гранате ранних, плагио-
 клазовых ассоциаций боковых зон пегматитов мусковитовой и мусковит-
 редкометалльной формации. Выше была показана одинаправленность
 в изменении содержаний ΣTR и Y в апатитах и гранатах при переходе
 от ранних к поздним ассоциациям. Общей тенденцией в распределении

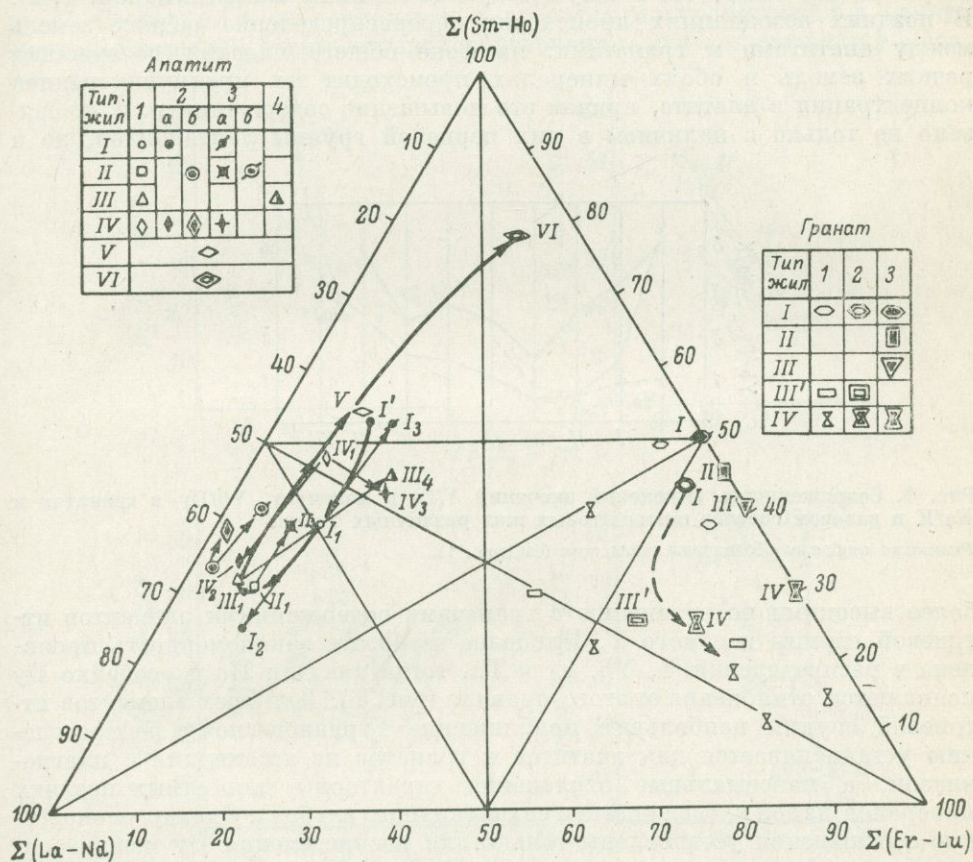


Рис. 3. Эволюция состава лантаноидов в апатитах и гранатах из пегматитов докембрия.

Апатит. Ассоциации: 1 — с плагиоклазом, 2 — с мусковитом (в том числе кварц-мусковитовый метасоматит): а — Карело-Кольский регион, б — Восточная Сибирь (среднее по мусковитовой формации в целом), 3, а — с мусковитом, турмалином, кварцем (Карело-Кольский регион), 3, б — зоны кварцевого замещения (Восточная Сибирь, среднее по мусковитовой формации в целом), 4 — с блоковым плагиоклазом. При расчете средних содержаний Ln в апатитах учтены данные Е. И. Семенова (1963), В. А. Леоновой, Н. А. Елиной (1969) и Б. М. Шмакина, В. А. Ширяевой (1968). **Гранат:** 1 — единичные анализы, заимствованные из работ Е. И. Семенова (1963), В. В. Гордиенко (1970а), В. А. Ширяевой (1971); 2 — средние значения по этим данным; 3 — средние значения по данным табл. 2. Римскими цифрами обозначены типы жил (рис. 1).

редких земель в апатитах и гранатах является увеличение доли наименее основных представителей ряда лантаноидов в минералах из наиболее кислых¹ сред (ассоциации с плагиоклазом, кварцем, турмалином, флюоритом) и доли наиболее основных членов ряда в минералах из наиболее щелочных ассоциаций (мусковит, микроклин). Этими закономерностями исчерпываются общие тенденции в распределении р. з. э. между сосуществующими гранатами и апатитами.

¹ При этом необходимо иметь в виду, что соотношение кислотности—щелочности для одних и тех же ассоциаций в разных типах жил различно.

Содержание ΣTR в апатитах всегда больше, чем в сосуществующих с ними гранатах. Это осуществляется главным образом за счет концентрации в апатите цериевой группы р. з. э., содержание которых в гранатах ниже чувствительности метода. За счет более высокого содержания Y в гранатах ранних ассоциаций общее содержание редких земель и иттрия в них выше, чем в сосуществующих с ними апатитах (табл. 1, 2). В поздних ассоциациях происходит перераспределение редких земель между апатитами и гранатами: на фоне общего падения содержания редких земель в обоих минералах происходит их преимущественная концентрация в апатите, причем это повышение содержания р. з. э. связано не только с наличием в них цериевой группы лантаноидов, но и

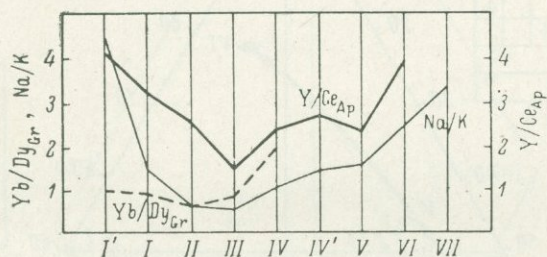


Рис. 4. Сопряженность изменений значений Y/Ce в апатитах, Yb/Dy в гранатах и Na/K в валовом составе пегматитовых жил различных типов.

Римскими цифрами обозначены типы жил (см. рис. 1).

более высокими по сравнению с гранатами содержаниями элементов иттриевой группы и самого Y . Наиболее четко эта закономерность проявлена в распределении Y , Yb , Er и Tu , тогда как для Ho и особенно Dy появляются отклонения от этого правила (рис. 6). Для всех элементов иттриевой группы наибольшее приближение к равновесному распределению устанавливается для апатитов и гранатов из ассоциаций с плагиоклазом, а максимальные отклонения характерны для самых поздних минералов из зон клефеландита и сахаровидного альбита. Однако равновесные соотношения установлены только для распределения Dy между апатитом и гранатом из ранних ассоциаций (рис. 6, а). Это распределение является и максимально приближенным к равномерному, в то время как положение прямой, описывающей корреляционные зависимости в распределении Dy между апатитом — гранатом поздних ассоциаций, отклоняется в сторону обогащения граната Dy . Для распределения Ho между апатитом и гранатом ранних ассоциаций также характерно наличие прямой корреляционной зависимости (рис. 6, б).

Изменение содержаний и характера распределения р. з. э. в апатитах и гранатах из жил разных формаций позволяют сделать некоторые выводы о физико-химических условиях формирования вмещающих их пегматитов.

1. Содержание р. з. э. элементов в апатитах и гранатах определяется, по-видимому, в первую очередь $P-T$ условиями формирования пегматитов. Резкое уменьшение ΣTR и Y характерно для минералов из поздних ассоциаций, и особенно для апатитов и гранатов из низкотемпературных зон клефеландита и сахаровидного альбита. Особенно наглядно это иллюстрируется примерами по пегматитам мусковит-редкометалльной формации, где все образцы из таких зон (№ 34—39 апатита, № 41, 43, 47—50 граната) характеризуются минимальными содержаниями ΣTR и Y , в то время как содержание редких земель в апатитах и гранатах из других

ассоциаций находится на уровне их концентрации в этих минералах из жил мусковитовой формации. В связи с тем, что в пегматитах редкометальной формации развиты главным образом апатиты и гранаты самых поздних ассоциаций, общее содержание в них ΣTR и Y значительно ниже, чем в этих минералах из пегматитов мусковитовой и мусковит-редкометальной формаций.

2. Состав р. з. э. в апатитах и гранатах контролируется в первую очередь химизмом среды минералообразования. Этим определяется общая

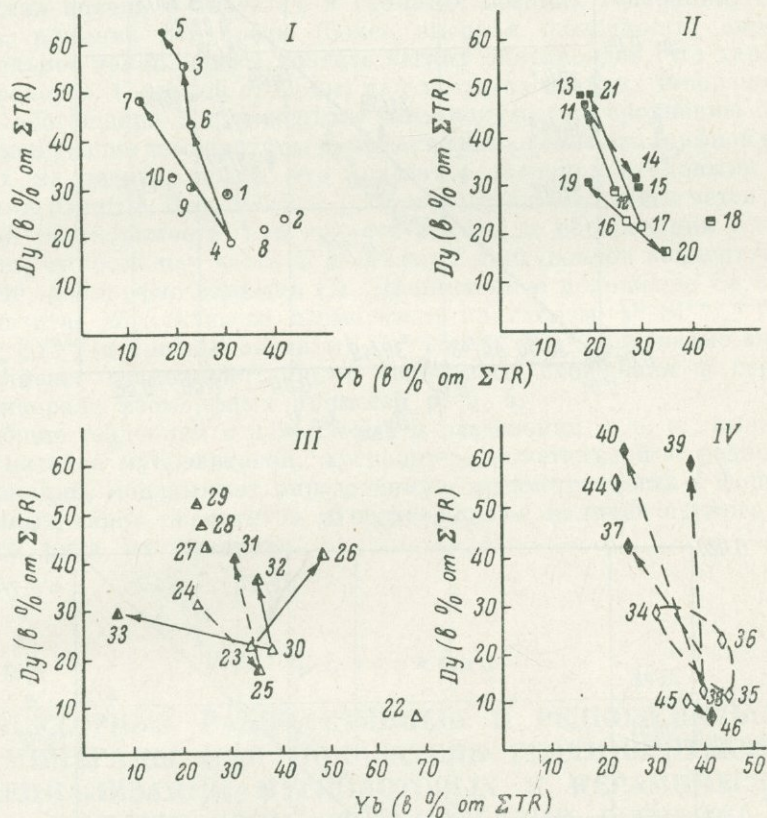


Рис. 5. Изменение содержаний Dy и Yb в гранатах разных ассоциаций из пегматитов Карело-Кольского региона.

Обозначения те же, что на рис. 1, номера анализов соответствуют порядковым номерам в табл. 2. Стрелками соединены составы гранатов разных ассоциаций из одной и той же жилы. Римскими цифрами обозначены типы жил (см. рис. 1).

направленность разделения р. з. э. в апатитах и гранатах разных типов жил единого эволюционного ряда развития пегматитов и их фракционирование в пределах одного типа жил на разных стадиях их формирования. Неоднократное изменение рН среды минералообразования в процессе становления пегматитового тела и разная направленность этого изменения в жилах различных формаций и типов, отмечаемая многими исследователями, подтверждается характером разделения р. з. э. в апатитах и гранатах.

3. Распределение р. з. э. между апатитом и гранатом отражает общую закономерность преимущественного замещения цериевой группой редких земель кальция (в апатитах), а иттриевой группой и самим иттрием — марганца (в гранатах спессартин-алмандинового ряда). Именно с этим, наряду с влиянием рН среды, объясняется неравномерность распреде-

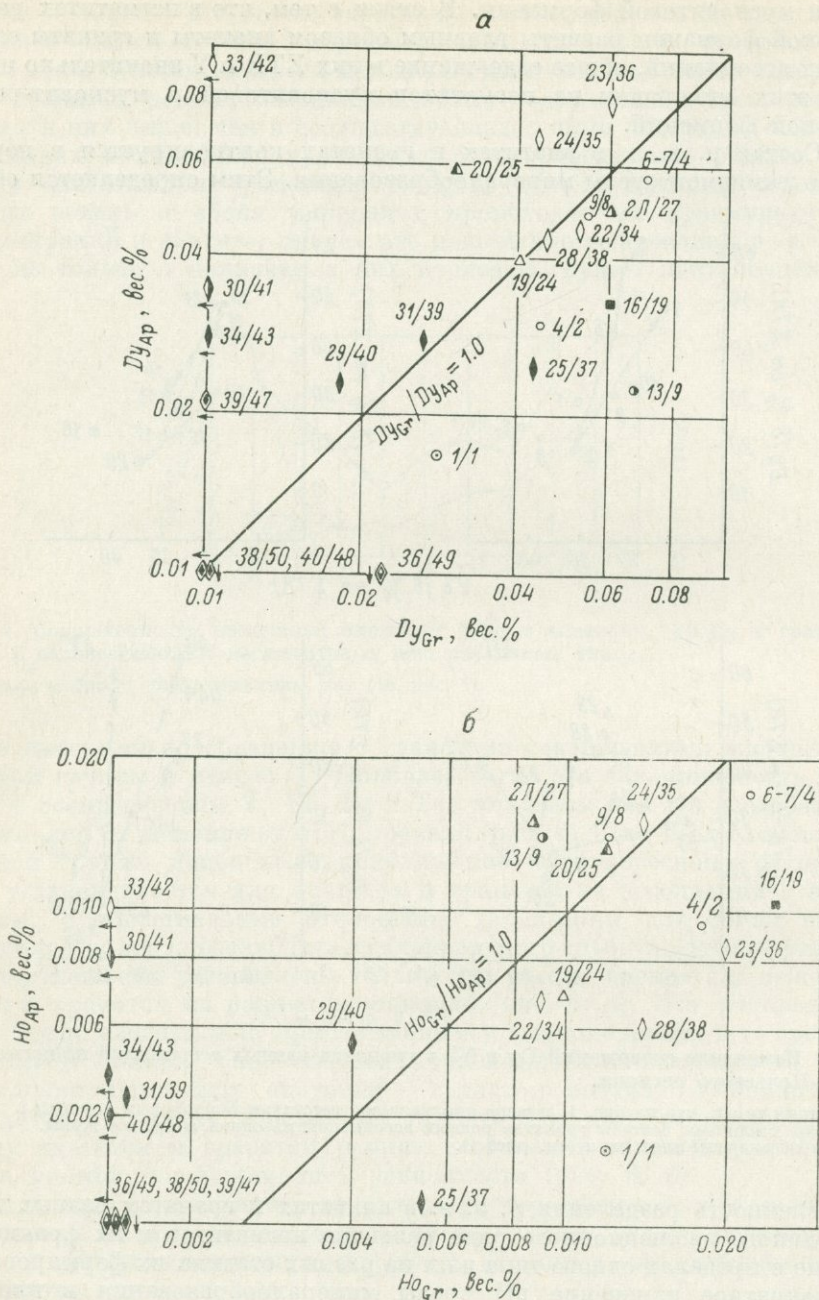


Рис. 6. Распределение Dy (а) и Ho (б) в сосуществующих апатитах и гранатах из пегматитов Карело-Кольского региона.

Порядковые номера соответствуют порядковым номерам в табл. 1 (над чертой), табл. 2 (под чертой); анализ апатита (21) заимствован из работы В. А. Леоновой и Н. А. Елиной (1969, табл. 1, № 2). Его парагенетичность с гранатом (№ 27) из той же жилы не вызывает сомнения. Обозначения те же, что на рис. 1. Стрелкой около знака обозначено, что содержание в соответствующем минерале элемента меньше 0.01 Dy и 0.001 Ho.

ления Ег, Ту, Уб, У между сосуществующими гранатами и апатитами. С другой стороны, промежуточное положение Но и особенно Ду в ряду лантаноидов как по кристаллохимическим, так по химическим свойствам определяет наиболее равномерное и равновесное распределение этих элементов между минералами.

4. Факторы T и pH среды оказывают разнонаправленное влияние на распределение р. з. э. между сосуществующими апатитами и гранатами. Это находит отражение в противоположных тенденциях концентрации редких земель в апатитах и гранатах поздних генераций. С одной стороны, влияние pH среды (более высокая щелочность) определяет относительное накопление в апатите легких лантаноидов, что характерно и для гранатов. С другой стороны, для апатитов поздних генераций установлено обогащение У и тяжелыми лантаноидами по сравнению с гранатами. Уменьшение температуры вызывает уменьшение изоморфной емкости гранатов на редкие земли, что показано экспериментальными исследованиями (Gentile, Roy, 1960): с ростом температуры достигается неограниченная растворимость У в гранате вплоть до образования У-граната. Вероятно, что большая часть У и тяжелых лантаноидов концентрируется в апатите, изоморфно замещая Са. Двойственное положение Са в структуре апатита, допускающее изоморфизм по схемам $Y^{3+}Si^{4+} \rightleftharpoons Ca^{2+}P^{5+}$, $3Ca^{2+} \rightleftharpoons 2Y^{3+}$ (иттриевые апатиты), $Ca^{3+}Na^{+} \rightleftharpoons 2Ca^{2+}$ (цериевые апатиты), обуславливает возможность более свободного вхождения в структуру этого минерала изоморфных примесей р. з. э.

5. Общие тенденции в накоплении и разделении р. з. э., выявленные для пегматитов мусковитовой, мусковит-редкометальной и редкометальной формаций, показывают определенную преемственность в формировании разных типов пегматитов и подтверждают наличие единого эволюционного ряда их развития.

В. А. ЛЕОНОВА

АКЦЕССОРНЫЕ РАДИОАКТИВНЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МУСКОВИТОВЫХ И КЕРАМИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ (КАРЕЛО-КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Общеизвестно привлечение данных о распределении акцессорных минералов и присутствующих в них редких элементов для выяснения минерало-геохимической специфики и решения ряда вопросов генезиса гранитных пегматитов. Не исключена возможность использования этих минералов и элементов и в качестве поискового критерия на мусковитовые и керамические пегматиты. Для пегматитовых жил Беломорской пегматитовой провинции такая возможность вполне реальна, если исходить из различий в распределении ассоциаций радиоактивных и редкоземельных минералов в пегматитах различных типов и из особенностей поведения видообразующих для них элементов, в частности редкоземельных (лантаноидов и иттрия) в ортитах, монацитах и ксенотимах.

Пегматитовые жилы Чупинского и Енского полей, характеризуясь простым и сходным минеральным составом (в том числе и акцессорных радиоактивных и редкоземельных минералов), различаются количественным соотношением породообразующих и второстепенных минералов, характером зональности, морфологией и условиями залегания жил, положением в разрезе беломорской серии пород. Их традиционное подразде-

ление по ведущему полезному компоненту на «керамические», «мусковит-керамические» («комплексные») и «мусковитовые» («слодяные») наиболее целесообразно при изучении акцессорных радиоактивных и редкоземельных минералов.

Керамические, мусковит-керамические и мусковитовые пегматиты отчетливо различаются: а) видовым «набором» радиоактивных и редкоземельных минералов, которые, несмотря на весьма малую распространенность, определяют минералого-геохимическую специфику пегматитов Карело-Кольского региона. Эти минералы представлены уранинитом, вторичными гидроокислами и силикатами U, Th, Pb, Ca («гуммитами», казолитом, уранофаном и др.), карбураном, циртолитом, ортитом, монацитом и ксенотимом; б) количественным их соотношением; в) особенностями состава и распределения в этих минералах редких (в частности редкоземельных) элементов (см. таблицу). Важно отметить, что акцессорные радиоактивные и редкоземельные минералы распространены одинаково широко во всех типах пегматитов.

Эти различия позволяют выделить:

Монацит-уранинитовую группу пегматитов, которая объединяет керамические и мусковит-керамические пегматиты. Особенности акцессорной минерализации этих пегматитов состоят в следующем: 1) ведущая роль типичных для пегматитов этой группы уранинита и сопровождающих его гуммитов и монацита при подчиненной роли примерно в равной степени распространенных ортита и ксенотима; 2) полное отсутствие карбурана.

Для чупинских пегматитовых жил этой группы, где вообще относительно более широко распространены радиоактивные и редкоземельные минералы, характерно совместное нахождение ортита и монацита (двух существенно цериевых минералов) не только в пределах одной и той же жилы, но и в пределах одной и той же разновидности пегматита. Специфика енских пегматитов, заключающаяся в меньшей распространенности акцессорных минералов, отразилась и на характере их распределения в жилах. Так, в керамических жилах (Куру-Ваара, Риколатва, № 6, 531) наиболее распространенным минералом является ортит; уранинит, гуммит, ксенотим встречаются здесь очень редко, а монацит и вовсе отсутствует. В мусковит-керамических пегматитах (Риколатва), наоборот, самым распространенным и типоморфным акцессорным минералом является монацит; гораздо реже наблюдается ортит, уранинит, гуммит, а ксенотим отмечается совсем редко.

Ксенотим-карбурановую группу пегматитов, к которой относятся мусковитовые пегматиты. Для этих пегматитов характерно: 1) широкое распространение специфического минерала (карбурана) и типичного акцессорного минерала (ксенотима); 2) весьма незначительное развитие уранинита и гуммита; 3) неодинаковая степень распространенности других акцессорных минералов (циртолита, монацита, ортита). В мусковитовых пегматитах Чупы наблюдается полный «набор» радиоактивных и редкоземельных минералов, в порядке распространенности располагающихся в ряд (от преобладающих к редким): карбуран—циртолит—ксенотим—ортит—монацит—уранинит—гуммит. В противоположность пегматитам монацит-уранинитовой группы ортит и монацит являются здесь своего рода «минералами-антагонистами». В этой связи акцессорные ортит, монацит, уранинит в пегматитах количественно варьируют, и в определенных жилах те или иные из них совсем отсутствуют. В мусковитовых пегматитах Енского поля (Лейвойва, Рубиновое) при частой встречаемости ксенотима монацит является минералогической редкостью.

Содержание лантаноидов и иттрия (вес. %) в ортитах, монацитах и ксенотимах из пегматитов Чупинского и Енского районов

Пегматиты			Ортит						
поле	группа	тип	месторождение, жилы	число образцов	ΣCe	ΣY ₁	ΣY ₂	ΣLn	Y
Чупинское	Монацит-уранинитовая	Керамический	Жила им. Чкалова; Черная Салма, №№ 1, 2	4	64.9	23.7	11.4	15.3	2.9
		Мусковит-керамический	Хетоламбино, №№ 1С, 12; Узкое Хетоламбино, № 140	5	83.5	11.4	5.1	21.1	1.0
	Среднее по группе			—	74.2	17.6	8.2	18.2	2.0
	Ксенотим-карбуратовая	Мусковитовый	Топорная Варака, № 8; Хитогора, № 17; Тэдино, №№ 27, 32	5	78.4	16.3	5.3	21.3	2.0
Среднее по полю				—	76.3	16.9	6.8	19.8	2.0
Енское	Монацит-уранинитовая	Керамический	Куру-Ваара, №№ 8, 27; Риколатва, №№ 6, 531	6	89.4	8.5	2.1	11.2	0.14
		Мусковит-керамический	Риколатва, 1-е жилы, №№ 179а—509	2	91.6	6.8	1.6	15.1	0.21
	Среднее по группе			—	90.5	7.6	1.9	13.2	0.17
	Ксенотим-карбуратовая	Мусковитовый	Лейвойва, №№ 4, 9, 16, 57, 212, 367	10	80.5	16.4	3.1	13.4	1.2
Среднее по полю				—	85.5	12.0	2.5	13.3	?

Продолжение

Пегматиты			Монацит						
поле	группа	тип	месторождение, жилы	число образцов	ΣCe	ΣY ₁	ΣY ₂	ΣLn	Y
Чупинское	Монацит-уранинитовая	Керамический	Жила им. Чкалова; Черная Салма, №№ 1, 2	5	85.9	13.6	0.5	52.0	2.0
		Мусковит-керамический	Хетоламбино, №№ 5, 12	5	84.9	15.0	0.1	51.8	2.4
	Среднее по группе			—	85.4	14.3	0.3	51.9	2.2
	Ксенотим-карбуратовая	Мусковитовый	Еки Варака, № 1; Топорная Варака, № 14; Малиновая Варака, № 17; Перти Варака, № 1; Тэдино, № 32	7	89.9	9.9	0.2	56.6	1.9
Среднее по полю				—	87.6	12.1	0.3	54.2	2.0

Пегматиты			Монацит						
поле	группа	тип	месторождение, жилы	число образцов	ΣCe	ΣY ₁	ΣY ₂	ΣLn	Y
Ениское	Монацит-уранинитовая	Керамический		—	—	—	—	—	—
		Мусковит-керамический	Риколатва, №№ 58, 250, 328 (западный участок)	3	90.0	8.7	1.3	42.7	0.9
			Риколатва, 1-е жилы, №№ 7, 165, 192, 198, 179а—509, 904 (восточный и центральный участки)	10	93.0	6.3	0.7	44.7	0.7
	Среднее по группе			—	91.5	7.5	1.0	43.7	0.8
	Ксенотим-карбуратовая	Мусковитовый	Лейвойва, №№ 7, 74	2	80.8	18.7	0.5	—	—
Среднее по полю			—	86.2	13.1	0.7	43.7	0.8	

Пегматиты			Ксенотим						
поле	группа	тип	месторождение, жилы	число образцов	ΣCe	ΣY ₁	ΣY ₂	ΣLn	Y
Чушинское	Монацит-уранинитовая	Керамический	Жила им. Чаглова; Черная Салма, № 1	4	2.3	51.7	46.0	23.5	23.1
		Мусковит-керамический	Хетоламбино, №№ 5, 12	3	6.1	49.0	44.9	24.4	20.8
	Среднее по группе			—	4.2	50.4	45.4	24.0	21.9
	Ксенотим-карбуратовая	Мусковитовый	Еки Варака, № 5; Топорная Варака, № 14; Малиновая Варака, № 17; Перги Варака, № 1; Хитогора, № 17; Тэдино, № 32	7	1.4	55.5	43.1	26.7	24.4
Среднее по полю			—	2.8	53.0	44.2	25.3	23.1	

Пегматиты			Ксенотим						
поле	группа	тип	месторождение, жилы	число образцов	ΣCe	ΣY_1	ΣY_2	ΣLn	Y
Ениское	Монацит-уранинитовая	Керамический	Куру-Ваара, № 8	1	6.0	50.6	43.4	—	24.0
		Мусковит-керамический	Риколатва, №№ 7, 179а—509	2	1.7	49.8	48.5	16.3	26.7
	Среднее по группе			—	3.8	50.2	46.0	16.3	25.3
	Ксенотим-карбурановая	Мусковитовый	Рубиновое, № 75; Лейвойва, №№ 5, 7, 57, 367	6	4.8	60.0	35.2	17.2	34.9
Среднее по полю				—	4.3	55.1	40.6	16.7	30.8

Примечание: Содержание суммы р. з. э., индивидуальных лантаноидов и иттрия определены методом рентгеноспектрального анализа (аналитики А. В. Зварькина и Л. И. Полежаева, Кольск. фил. АН СССР). Привлечены также единичные анализы составов р. з. э. в минералах, известные из литературы (Жиров и др., 1961; Рудовская, 1964). При интерпретации результатов анализа использовано подразделение лантаноидов на три подгруппы ($\Sigma\text{Ce}=\text{La}-\text{Nd}$, $\Sigma\text{Y}_1=\text{Sm}-\text{Ho}$, $\Sigma\text{Y}_2=\text{Er}-\text{Lu}$) при $\Sigma\text{Ln}=100\%$ (Минеев, 1965, 1969). Содержания ΣLn и Y приведены в вес. % в минерале. Средние по группам и полям вычислены с учетом средних значений для типов жил (без учета количества частных анализов). ΣLn для среднего по монацит-уранинитовой группе Ениского поля дана по содержанию для одного (мусковит-керамического) типа жил.

Широко распространенный в пегматитах и монацит-уранинитовой и ксенотим-карбурановой групп обоих полей циртолит является «сквозным» минералом.

Акцессорные ортит, монацит и ксенотим из пегматитов указанных типов, групп и полей характеризуются непостоянством состава р. з. э. (таблица).

Ортит является сложным редкоземельным силикатом с большой изоморфной емкостью в отношении цериевых редкоземельных элементов (р. з. э.). Ортиты из монацит-уранинитовых пегматитов Чупы по составу индивидуальных лантаноидов весьма различны (см. таблицу). Наибольшей селективностью в отношении цериевых лантаноидов с максимумами на La, Ce и Nd характеризуются ортиты из мусковит-керамических пегматитов Хетоламбино. В орритах же из керамических пегматитов, наряду с наибольшим содержанием Y, состав лантаноидов резко сдвинут в сторону увеличения иттриевых лантаноидов и особенно ΣY_1 за счет Gd и Dy. Необходимо отметить, что эти ортиты являются гидротермально глубоко измененными и неоднородными, что сильно изменяет их состав в сторону значительного увеличения иттриевых р. з. э. (Жиров и др., 1961; Минеев и др., 1962). Следовательно, привлечение этих цифровых данных значительно искажает картину поведения р. з. э. в орритах из сравниваемых групп пегматитов. Если же принимать во внимание данные только по орритам из мусковит-керамических пегматитов, то тогда намечается тенденция: ортиты из пегматитов ксенотим-карбурановой группы Чупы характеризуются более иттриевым составом лантаноидов по сравнению с орритами из пегматитов монацит-уранинитовой группы. Точно такая же тенденция, но выраженная более отчетливо, наблюдается и для орритов

из пегматитов сравниваемых групп Ены. Ортиты из пегматитов монацит-уранинитовой группы енского поля выделяются среди прочих наиболее селективным цериевым составом лантаноидов и «стерильностью» в отношении иттрия (содержание которого в керамических пегматитах Куру-Ваары и Риколатвы составляет 0.14—0.21%). При переходе от монацит-уранинитовой к ксенотим-карбурановой группе пегматитов независимо от принадлежности к пегматитовому полю устанавливается последовательное увеличение ΣL_n и ΣTR ($\Sigma L_n + Y$). При этом, как правило, характерны заметно большие суммы лантаноидов для минералов из пегматитов Чупы, если сравнивать жилы одноименных групп чупинского и енского пегматитовых полей.

Монацит представляет собой селективно цериевый фосфат, однако в его составе всегда присутствуют и другие легкие р. з. э. (La—Gd). Монациты из пегматитовых жил Чупы монацит-уранинитовой и ксенотим-карбурановой групп по составу лантаноидов достаточно близки (см. таблицу); отмечается лишь незначительный сдвиг спектра этих элементов для монацита второй группы в сторону увеличения ΣCe и уменьшения ΣY_1 . Для монацитов из пегматитовых жил Ены отчетливо выражена противоположная тенденция: с переходом от монацит-уранинитовой к ксенотим-карбурановой группе наблюдается явное увеличение в составе лантаноидов иттриевых р. з. э. — ΣY_1 (Sm, Gd) и уменьшение легких цериевых — ΣCe (La, Ce). Характерен также более цериевый состав монацита Ены по сравнению с монацитом Чупы в пределах монацит-уранинитовой группы и более иттриевый этих же монацитов в пределах ксенотим-карбурановой группы пегматитов.

Закономерное увеличение содержаний ΣL_n и ΣTR , установленное при сравнении ортитов из пегматитов первой и второй групп, характерно и для монацитов. В отношении изменений содержания Y в монацитах разных групп пегматитов определенных закономерностей не выявлено. Отметим только, что монациты из пегматитовых жил Риколатвы характеризуются самым низким содержанием иттрия (0.7—0.9%).

Ксенотим — селективно иттриевый фосфат, содержащий в своем составе примесь «иттриевых» лантаноидов (Dy—Lu), наиболее близких по своим химическим и кристаллохимическим свойствам к Y.

Изменение составов р. з. э. в ксенотимах из пегматитов выделенных групп в пределах каждого из полей — Чупинского и Енского — происходит одноитпно (см. таблицу). При переходе от ксенотимов монацит-уранинитовой к ксенотимам ксенотим-карбурановой группы пегматитов спектр лантаноидов сдвигается в сторону увеличения иттриевых лантаноидов (одновременно с увеличением содержания самого Y, коррелируемого с элементами первой иттриевой подгруппы — Sm—Ho). В ксенотимах чупинских пегматитов этот сдвиг незначителен за счет некоторого уменьшения ΣCe (Ce) и увеличения ΣY_1 (Gd, Dy, Ho). В ксенотимах енских пегматитов этот сдвиг выражен максимально за счет резкого увеличения ΣY_1 (особенно Dy) и уменьшения ΣY_2 (Er, Yb). В пределах монацит-уранинитовой группы жил составы L_n чупинских и енских ксенотимов тождественны, а в пределах ксенотим-карбурановой — опять-таки сдвинуты в сторону увеличения ΣY_1 и уменьшения ΣY_2 в ксенотимах из пегматитов Ены. При сравнении содержаний Y в ксенотимах выявляется определенная закономерность: при переходе от монацит-уранинитовой к ксенотим-карбурановой группе жил в пределах каждого пегматитового поля эти содержания возрастают — соответственно 21.9 и 24.4% (Чупа), 25.3 и 34.9% (Ена). Ксенотимы из енских пегматитов характеризуются наиболее высокими значениями содержаний Y.

Из вышеизложенного следует, что изучение видового состава и особенностей распределения в пегматитах акцессорных радиоактивных

и редкоземельных минералов позволяет провести отчетливую корреляцию между пегматитами соответствующих типов сравнимых Чупинского и Енского пегматитовых полей. Однозначно решается вопрос о принадлежности пегматитов Риколатвы (Ена) к мусковит-керамическим («комплексным») пегматитам монацит-уранинитовой группы и об определенном минералогическом и геохимическом их сходстве с пегматитами Хетоламбино (Чупа). В жилах монацит-уранинитовой группы обоих полей относительно накапливаются цериевые лантаноиды, в жилах ксенотим-карбурановой группы — иттрий и иттриевые лантаноиды. Если для пегматитовых жил Чупы такая тенденция только намечается, то для пегматитов Ены она выражена весьма отчетливо. На фоне относительной обогащенности редкоземельными минералами (и элементами) выступает «цериевая» специфика чупинских пегматитов и на фоне обедненности ими — «иттриевая» специфика енских пегматитов. Широкое распространение иттриевого минерала — ксенотима и накопление иттрия и менее основных (чем цериевые) иттриевых лантаноидов в редкоземельных минералах из пегматитов мусковитового типа (ксенотим-карбурановая группа) связано с широким проявлением в этих пегматитах процесса кремнекислого автометасоматоза и образования редкоземельных минералов в условиях относительного повышения кислотности среды пегматитогенеза.

О. Г. СМЕТАНИКОВА, В. В. ГОРДИЕНКО

СОСТАВ И СТРУКТУРНОЕ СОСТОЯНИЕ КИСЛЫХ ПЛАГИОКЛАЗОВ КАК ПОКАЗАТЕЛИ МУСКОВИТОНОСНОСТИ ПЕГМАТИТОВ

Особенности состава и структурного состояния плагиоклазов в мусковитовых пегматитах определяются теми же физико-химическими факторами, что и образование крупнокристаллического мусковита, т. е. в первую очередь активностью водородных ионов в минералообразующей среде (наст. сб., стр. 84). Как известно (Ферсман, 1940; Власов, 1951), максимальное насыщение водой пегматитовой системы наступает на поздних этапах ее кристаллизации в результате длительной дифференциации остаточного расплава. В ходе дифференциации пегматита твердые фазы последовательно обедняются пирогенными элементами, к числу которых принадлежит и кальций. Таким образом, уменьшение основности является показателем степени дифференциации и насыщения водой гранитного расплава. С другой стороны, экспериментальные исследования (Донней и др., 1964) показали, что решающим фактором упорядочения плагиоклазов является каталитическое действие ионов водорода, при отсутствии которого этот процесс практически не может осуществляться. Тем самым степень структурной упорядоченности плагиоклазов может являться косвенным признаком водонасыщения пегматитовой системы и в свою очередь служить критерием для оценки потенциальной мусковитоносности пегматитовых жил. Этот вопрос рассматривается на основе статистического изучения вариаций основности и структурного состояния 300 образцов кислых плагиоклазов из пегматитов Северной Карелии.

Как известно (Ribbe et al., 1969), в структуре плагиоклазов различают четыре неэквивалентных тетраэдрических положения атомов Si и Al — $T_1(0)$, $T_1(m)$, $T_2(0)$, $T_2(m)$ (рис. 1). Упорядоченные плагиоклазы характеризуются преимущественной концентрацией атомов алюминия в положении $T_1(0)$, тогда как полностью неупорядоченные — статистическим рас-

пределением алюминия по кремне-кислородным тетраэдрам. Неравномерное заселение тетраэдров алюминием обусловлено различной степенью деформации тетраэдров в структуре, которая в свою очередь зависит от условий кристаллизации плагиоклаза: температуры, скорости кристаллизации, концентрации летучих компонентов в системе.

Определенные трудности в оценке степени упорядоченности кислых плагиоклазов вносятся тем, что в области составов 5—17% An они представляют собой гетерогенную систему, состоящую из двух фаз — альбита и олигоклаза № 30. Двухфазное строение кислых плагиоклазов доказано рентгеноструктурными и электронномикроскопическими исследованиями (Brown, 1960; Ribbe, 1960; Крамаренко, 1974; Weber, 1972), а также экспериментальными работами (Jiyama, 1966). Кислые плагиоклазы из

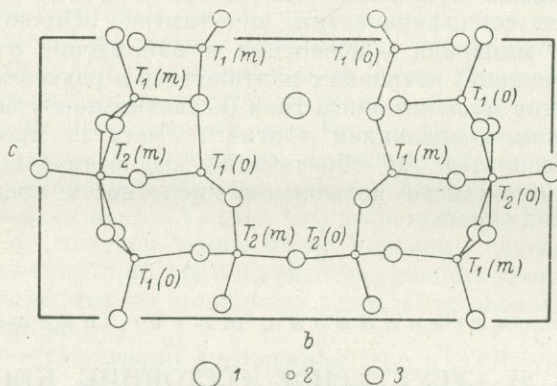


Рис. 1. Проекция структуры альбита на плоскость (100) по Stewart, Ribbe (1969). 1 — натрий; 2 — кремний; алюминий; 3 — кислород.

пегматитов Северной Карелии в этом отношении не являются исключением, и их двухфазное строение доказано нашими специальными исследованиями (Сметанникова, 1973). Все сказанное выше сильно затрудняет определение степени упорядоченности кислых плагиоклазов по порошковым рентгенограммам, поскольку этот метод не позволяет охарактеризовать каждую фазу в отдельности. Тем не менее для полуколичественной оценки структурного состояния кислых плагиоклазов используемая нами методика вполне приемлема. Мерой степени упорядоченности является величина расщепления дифракционных максимумов 131—131 на порошковых рентгенограммах, выраженная в условных индексах упорядоченности по Д. Слеммонсу (Slemmons, 1962). Съемка образцов проводилась на дифрактометрах ДРОН-1 ($\text{CuK}\alpha$, 35 кв, 20 ма) и УРС-50 ИМ ($\text{CuK}\alpha$, 25 кв, 10 ма). Содержание аортитового компонента в образцах определялось по методике В. Б. Татарского (1956). Иммерсионные определения состава плагиоклазов контролировались химическим анализом отдельных образцов на Са, К, Na. При проведении статистического анализа все изученные образцы плагиоклазов объединены по принадлежности к разным типам пегматитов, обладающих различным мусковитонасыщением согласно классификации Л. Л. Гродницкого (1969) и к отдельным генерациям в пределах каждого типа пегматитов. Данные о составе и структурном состоянии выделенных разновидностей плагиоклазов приведены в таблице.

В первую очередь остановимся на вариациях основности плагиоклазов в пегматитах разных типов. Устанавливается, что плагиоклаз-1, слагающий недифференцированные пегматиты I типа, по основности идентичен плагиоклазу из вмещающих пород (24—26% An). Для пегма-

Вариации состава и структурного состояния плагиоклазов
в зависимости от типа пегматитов, жильного узла
(месторождения) и генерации минерала

Тип пегматита	Месторождение	Генера- ция пла- гио- клаза	Число изме- рений	Содержание An компо- нента, %	и. у.
Плагиоклазовый педи- ференцированный (I)	Малиновая Варака Тэдино	1	5	25.0±1.0	86.0±2.0
		1	3	25.0±1.0	92.0±2.0
Мусковит-плагиоклазо- вый дифференцирован- ный (II)	Малиновая Варака Плотина	1	7	20.0±1.6	85.0±3.0
		2	8	20.0±1.0	88.0±2.0
	Лопатовая Губа	1	13	22.0±1.0	88.0±3.0
		2	11	21.0±1.2	95.0±6.0
Хитогора	1	10	26.0±4.0	88.0±3.0	
	2	4	22.0±2.0	92.0±4.0	
Тэдино	1	7	21.0±1.0	85.0±4.0	
	2	3	21.0±1.0	103.0±5.0	
Переходный от второго к третьему	Перти Варака, без- микроклиновые участки жил	1	33	21.0±1.5	79.0±5.0
		2	25	20.5±1.0	85.0±4.0
	Перти Варака, мик- роклиновые части жил	1	34	18.0±1.0	79.0±5.0
		2	24	13.0±2.0	84.0±6.0
Микроклин-мусковит- плагиоклазовый пол- нодифференцирован- ный (III)	Малиновая Варака Плотина	1	11	14.1±0.7	96.0±2.5
		1 *	8	13.9±1.2	108.0±2.3
		2	12	9.6±0.8	108.0±1.0
		3	6	12.2±0.6	109.0±3.0
Хитогора	1	5	20.5±1.0	84.0±3.0	
	2	8	13.0±1.6	109.0±5.0	
Микроклин-плагиоклазо- вый, слабодифферен- цированный, с лейсто- вым биотитом (IV)	Хитогора (бесслюд- ные)	1	26	21.5±2.5	84.0±4.0
		2	3	20.5±2.0	88.0±2.0
	Малиновая Варака Плотина (мусковито- носные)	1	15	17.7±0.9	89.7±2.0
2		13	12.7±0.7	106.0±3.0	
3		3	11.9±1.4	108.7±4.0	
Плагиоклаз вмещающих глиноземистых гнейсов	—	—	5	26.0±1.0	87.0±3.0

* Реликтовый плагиоклаз пегматита петельчатой структуры.

титов II типа, в которых четко выделяются две генерации плагиоклаза, наблюдается незначительное понижение основности плагиоклаза-2 (20—21% An) по сравнению с плагиоклазом-1 (23—24% An). В жилах III типа имеет место резкое уменьшение основности плагиоклаза от первой генерации (16—19% An) ко второй (9—17% An). Причем это характерно как для микроклинсодержащих, так и для безмикроклиновых участков жил. В пегматитах IV типа устанавливается заметное уменьшение основ-

ности плагиоклаза-2 (9—14% An) по сравнению с плагиоклазом-1 (17—19% An). Это характерно только для жил с высоким содержанием мусковита. Для бесплодных жил IV типа основность плагиоклаза-1 и 2 оказывается практически одинаковой (соответственно 20—23 и 20—21% An), что совершенно аналогично вариациям состава плагиоклазов в пегматитах II типа. Из сказанного следует, что только по основности плагиоклазов нельзя с уверенностью идентифицировать промышленный тип пегматита.

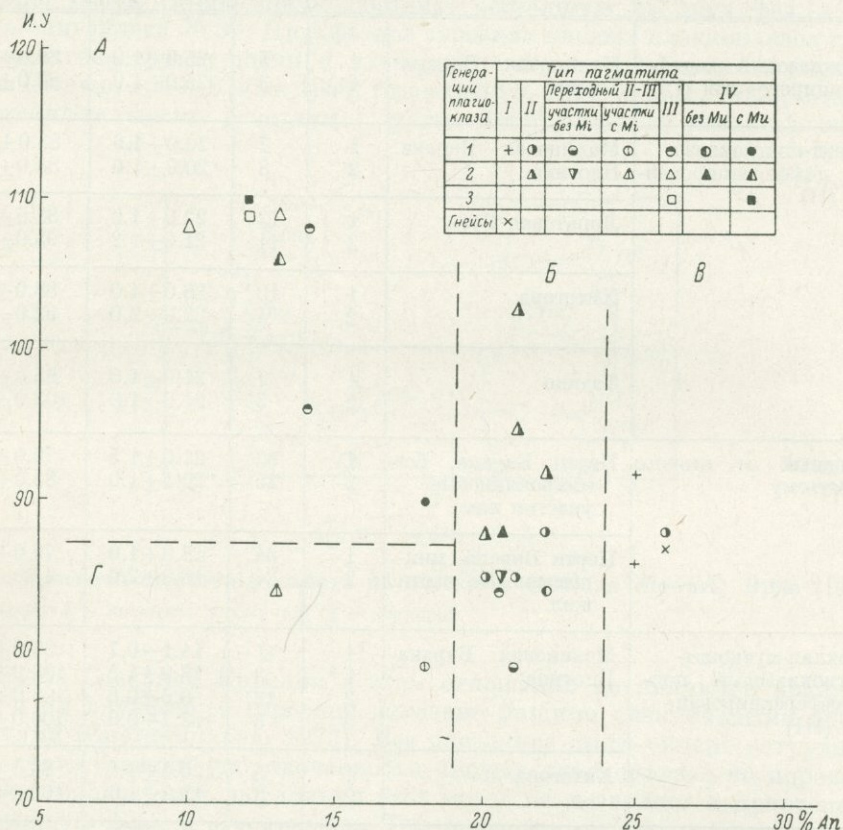


Рис. 2. Зависимость средних значений основности плагиоклаза от индекса упорядоченности (и. у.) по Д. Слеммонсу (Slemmons, 1962).

Для надежного отнесения жил к определенному текстурно-минералогическому типу и оценки их мусковитонасыщения более информативными являются данные о структурном состоянии плагиоклазов (см. таблицу). Анализ диаграммы (рис. 2) показывает, что плагиоклазы различных генераций, принадлежащих пегматитам разных текстурно-минералогических типов из всех главных месторождений Чурино-Лоухского района, четко распадаются по этим двум параметрам на четыре группы, каждая из которых характеризует определенную степень дифференциации и мусковитонасыщения пегматитов. Первую группу (А) составляют плагиоклазы со сравнительно низкой основностью (10—15% An) и высоким индексом упорядоченности (и. у.), колеблющимся в пределах 90—110, что характерно для плагиоклазов 1-й и 2-й генераций из пегматитов III и IV типов с высокой степенью дифференциации и максимальным мусковитонасыщением. Ко второй группе (Б) относятся плагиоклазы с высокой основностью (20—23% An) и сравнительно низким и. у. (79—92). Это характерно для

плагиоклазов 1-й и 2-й генераций из бесслюдяных пегматитов IV типа. Сюда попадают плагиоклазы 1-й и 2-й генераций, характерные для жил II типа, а также плагиоклазы безмикроклиновых частей жил переходного типа (от II к III). Третью группу (B) составляет плагиоклаз 1-й генерации с основностью 25—26% An и сравнительно низким и. у. (86—89), что свойственно для пегматитов I типа и вмещающих пород. В четвертую группу (Г) объединяются плагиоклазы с низкой основностью (13—17% An) и сравнительно низким и. у. (75—85), развитые в пегматитах переходного типа.

Приведенные выше результаты статистического изучения основности и степени упорядоченности кислых плагиоклазов из мусковитовых пегматитов Чупино-Лоухского района, выполненные по стандартной методике, показали, что они определяются, с одной стороны, их принадлежностью к определенной генерации, а с другой — к определенному текстурно-минералогическому типу пегматита. Поскольку последний определяет мусковитонасыщение жил, то состав и структурное состояние плагиоклазов можно использовать для прогнозной оценки мусковитоносности отдельных пегматитовых жил, вскрытых редкой разведочной сетью горных выработок или разведочных скважин.

IV. ГЕОЛОГИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ОСНОВНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ РЕГИОНОВ СССР

Н. В. ГОРЛОВ

СТРУКТУРНЫЕ ОСНОВАНИЯ К ПРОГНОЗУ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕГМАТИТОВ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ БЕЛОМОРЬЕ

Приведенные ниже структурные основания прогноза пегматитовых месторождений в пределах Беломорской пегматитовой провинции являются результатом структурных исследований, проведенных в различных масштабах и на объектах различной величины — от пегматитовой жилы до пегматитового района и провинции и от мелкой складки или трещины отдельности до крупных складок и разломов и складчатой области в целом. Методика работ — структурный анализ с применением геометрического анализа плоскостных и линейных текстур гнейсовых толщ.

Задача исследования — выявление возможностей прогноза пегматитовых месторождений, включая месторождения в слепом залегании. Таким образом, разговор идет о прогнозе не отдельных жил внутри какого-либо месторождения, а о возможностях прогноза узлов концентрации жил на территории провинции.

Беломорская пегматитовая провинция размещена в пределах юго-западного крыла раннедокембрийской складчатой области («протогеосинклинали»), обрамляющей с северо-востока относительно стабильную область, основу которой составляют древние гранитоиды, трансгрессивно перекрытые породами карельской формации.

По составу пород и мощности беломорская серия близка к толщам геосинклинального типа и сложена интенсивно метаморфизованными осадками (первоначально-глинистые породы, алевролиты, песчаники и в очень малом количестве кварцевые песчаники и карбонатные породы) и вулканогенными породами преимущественно основного состава. В результате метаморфизма первичные осадки и вулканы преобразованы в различные гнейсы и амфиболиты.

Главными геологическими особенностями, приближающими Беломорскую складчатую область к пострифейским поясам геосинклинального развития, является ее линейный характер и зональность регионального метаморфизма. Региональный метаморфизм относится к кианит-силлиманитовому типу и возрастает от периферии к срединной части складчатого пояса от ставролит-кианитовой до кианит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации с повсеместными проявлениями ультраметаморфизма. Граница между субфациями проходит в периферической купольно-глыбовой зоне беломорид. Главное же поле пегматитовой провинции совпадает с областью проявления кианит-альмандиновой субфации регионального метаморфизма.

Породы фундамента беломорской серии, выходящие в ядрах купольно-глыбовых структур периферической зоны, испытали наложенный метаморфизм, изофациальный с окружающими породами беломорской серии.

Своеобразными особенностями строения Беломорского складчатого пояса, отличающими его от пострифейских геосинклиналей, являются отсутствие инверсионной стадии развития и специфический характер среднемасштабной складчатой структуры.

Среднемасштабная складчатая структура на значительных площадях имеет поперечно-перекрестный характер. Она сочетает в себе складки двух взаимно перпендикулярных направлений — северо-восточного и северо-западного. Северо-восточные складки занимают к западной границе складчатого пояса и к общему простираению пород почти перпендикулярное направление и образуют по длине (350 км) гигантский веер, раскрытый на северо-восток. Они имеют ширину до 8—9 км и погружаются в северо-восточном направлении. В вертикальном сечении складки дисгармоничны и отличаются наиболее развитыми формами в свитах глиноземистых гнейсов. Здесь присутствуют дополнительные складки с размахом крыльев 2—3 км, отсутствующие в подстилающих и перекрывающих свитах других пород. Линейные тектуры в зоне преобладающего развития этих складок ориентированы параллельно шарнирам последних. По своему генезису эти складки являются внутрисвитными складками перемещения вещества (складками течения или нагнетания).

Среднемасштабные складки северо-западного простираения ориентированы параллельно западной границе пояса и занимают в стратиграфическом разрезе иное положение. Они развиты в мощных свитах биотитовых и амфиболовых гнейсов, перекрывающих свиты глиноземистых гнейсов и относятся к складкам общего смятия. В зоне контакта со свитами глиноземистых гнейсов присутствуют также ориентированные складки волочения. Линейность в области развития северо-западных складок имеет северо-западную ориентировку.

Осложняя соприкасающиеся между собой стратиграфические члены беломорской серии, северо-восточные и северо-западные складки в контактирующих свитах существуют совместно и сминают породы этих горизонтов в поперечно-перекрестную складчатость. В области преимущественного развития северо-восточных складок северо-западные складки являются осложняющими складки северо-восточного простираения. Такие относительные возрастные отношения имеют место в свитах глиноземистых гнейсов и в нижних горизонтах свит биотитовых и амфиболовых гнейсов. С другой стороны, в зонах интенсивного развития северо-западных складок соотношения обратные: наложенными здесь являются складки северо-восточной ориентировки (район ст. Уполокша). Эти особенности позволяют говорить о внутриформационном характере поперечно-перекрестной складчатости, о ее «пластообразном» проявлении внутри беломорской серии (Горлов, 1967).

В пределах складчатого пояса поперечно-перекрестная складчатость наиболее четко развита в Чупино-Лоухском районе Северной Карелии и в Енском районе юго-западной части Кольского полуострова.

Обратимся к особенностям размещения пегматитовых месторождений.

Литологический контроль пегматитов, как и метаморфический, достаточно четко определен работами последнего десятилетия. Мусковитовые пегматиты приурочены к свитам, в составе которых существенная роль принадлежит глиноземистым гнейсам, керамические — к свитам, сложенным преимущественно биотитовыми и амфиболовыми гнейсами. Комплексные мусковит-керамические жилы встречаются в свитах различного вещественного состава.

Ознакомимся со структурной основой некоторых наиболее изученных пегматитовых месторождений.

На структурных схемах месторождений Сукши-сельга, Малиновая Варака, Лоушки и Тэдино (рис. 1, *a—г*) отчетливо видна совмещенность кустов пегматитовых жил с северо-восточными (*a*) и субширотными (*б—г*) антиклинальными складками, имеющими ширину 1—3 км и погружаю-

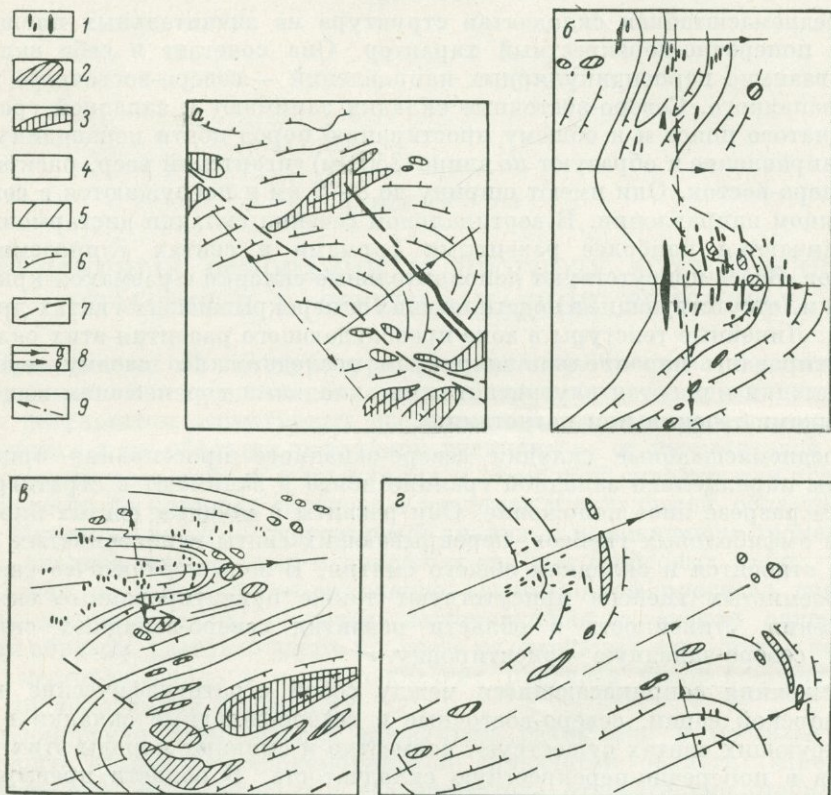


Рис. 1. Пегматитовые месторождения в местах выполаживания (поперечных перегибах) шарниров северо-восточных и субширотных антиклиналей.

a — Сукши-сельга, *б* — Малиновая Варака, *в* — Лоушки, *г* — Тэдино. 1 — пегматитовые жилы; 2 — базальты и ультрабазальты; 3 — амфиболиты; 4 — гнейсы различного состава; 5 — границы между некоторыми разновидностями гнейсов; 6 — залегание сланцеватости; 7 — разломы; 8 — оси крупных северо-восточных и субширотных складок: антиклиналей (*a*), синклиналей (*б*); 9 — оси поперечных перегибов (наложенных северо-западных и субмеридиональных антиклиналей).

щимися в восточных румбах. Как отдельные жилы (*б*), так и их кусты (*a—г*) не выходят за пределы антиклиналей и отсутствуют в равновеликих синклиналях, разделяющих последние (см., например, *б—г*). Жилы занимают поперечное положение к шарнирам антиклиналей. Наиболее крупные из них, пересекая ядерные части антиклиналей, постепенно выклиниваются на противоположных крыльях (*a*, *б*). На месторождении Тэдино, кроме поперечных, присутствуют также и продольные, северо-восточные жилы. Кусты жил размещены в антиклиналях независимо от того, имеют они симметричное (*б—г*) или несимметричное, опрокинутое строение (*a*). Общей же чертой антиклиналей в месте концентрации жил является выполаживание их шарниров. Протяженность интервалов полого залегания шарниров (горизонтальных ступеней шарниров) различна: от 0.5—1 (*a*, *б*) до 2—3 км (*в*).

На рис. 2, а—г представлены месторождения, размещенные в складчатых структурах, являющихся сводовыми перегибами субширотных и северо-восточных антиклинальных складок шириной 2—5 км. Жилы занимают к шарнирам последних поперечное положение (а—в): площадь их распространения ограничена размерами свода. Более сложное строение имеют пегматитовые поля в сводах с двумя опрокинутыми крыльями. Так, имеющее вид раскрытого к югу веера пегматитовое поле Риколатвы приурочено к своду с опрокинутыми юго-восточным и юго-западным

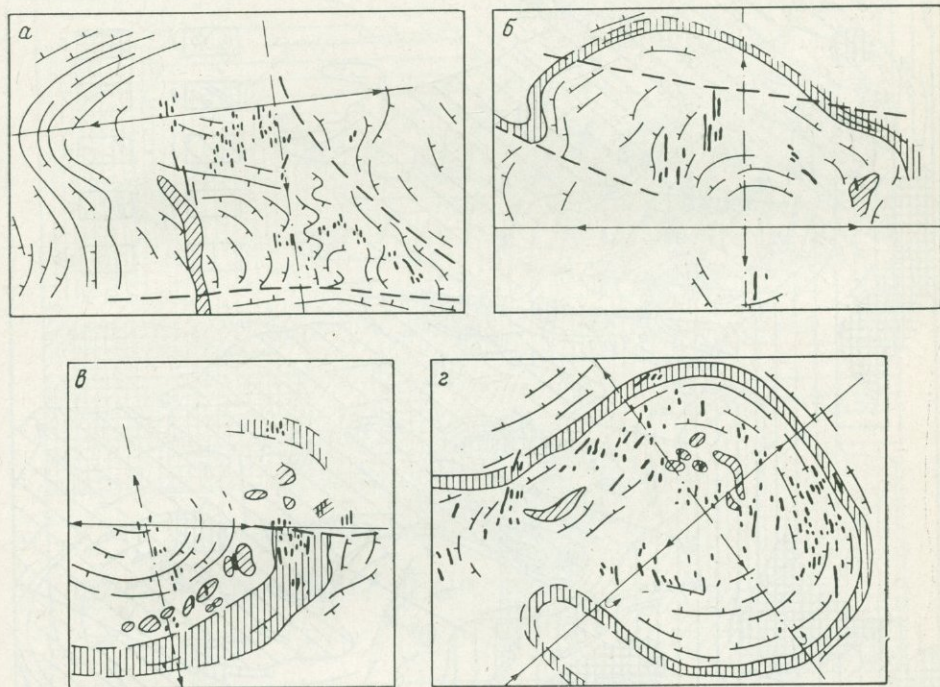


Рис. 2. Пегматитовые месторождения в сводовых структурах.

а — Карельский, б — Плотина, в — Чкалов, г — Риколатва. Обозначения те же, что на рис. 1.

крыльями (г). Этот свод — результат осложнения опрокинутой на юго-восток северо-восточной антиклинали антиклиналью северо-западного простирания, опрокинутой на юго-запад.

Как следует из изложенного, месторождения секущих пегматитовых жил локализируются либо в ступеневидных, либо в сводовых перегибах крупных антиклинальных складок северо-восточного в Енском и субширотного в Чупино-Лоухском пегматитовых районах простираний. Жилы лежат в ядрах и на крыльях складок и ориентированы перпендикулярно шарнирам складок. Морфогенетические особенности их строения убеждают в том, что жилные полости подавляющего их большинства относятся к трещинам растяжения (Горлов, 1971).

Какое же место занимают пегматитоносные сводовые и неполные периклинальные формы в среднемасштабной структуре пегматитовых районов? В согласии со структурными схемами эти крупные периклинали являются весьма характерными элементами поперечно-перекрестной складчатости. Они отвечают местам деформации крупных антиклиналей северо-восточной (и субширотной) ориентировки антиклиналями северо-западного (и субмеридионального) простирания.

В Чушино-Лоухском районе (рис. 3), где антиклинали обоих направлений являются симметричными, пегматитоносные сводовые и неполные периклинальные формы отличаются простотой. Жилы простираются параллельно осям наложенных северо-западных антиклиналей.

В Енском пегматитовом районе (рис. 4) некоторые своды имеют более сложные формы по той причине, что как осложняемые северо-восточные, так и иногда осложняющие северо-западные антиклинали этого района

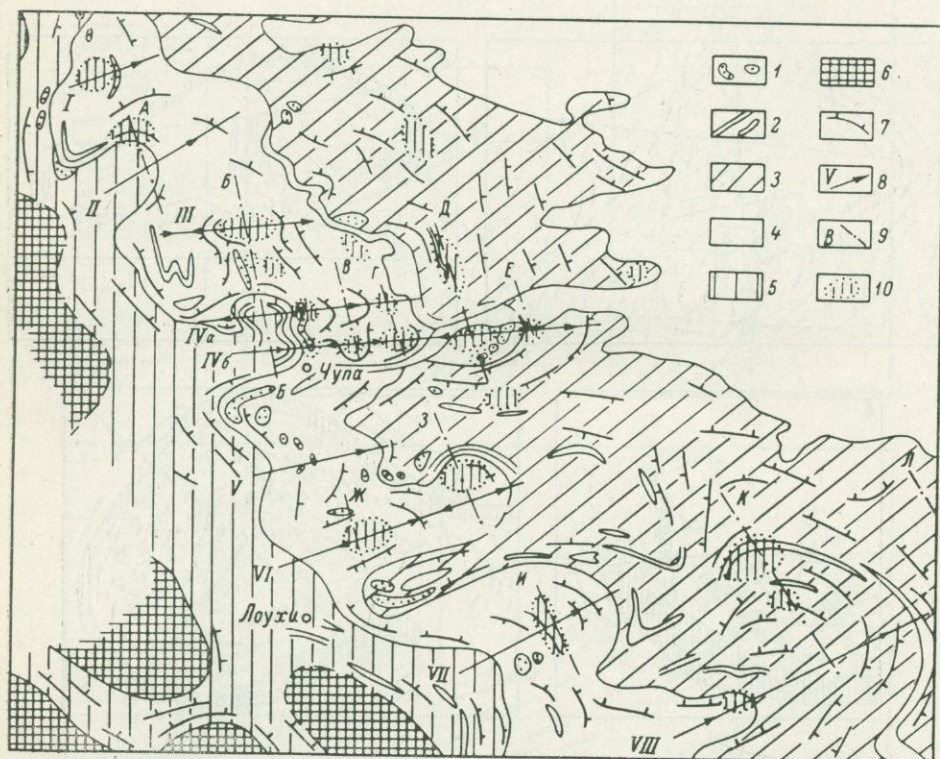


Рис. 3. Размещение пегматитовых месторождений в перекрестной складчатости Чушино-Лоухского района.

1 — основные породы; 2 — прослои и линзы амфиболитов; 3 — биотитовые и амфиболовые гнейсы кетолабинской свиты; 4 — глиноземистые и биотитовые гнейсы чушинской свиты; 5 — амфиболиты и гнейсы котозерской свиты; 6 — гранитоиды фундамента беломорской серии; 7 — сланцеватость; 8 — оси крупных антиклиналей северо-восточной и суширотной ориентировки: Тэдинской (I), Полярной (II), Пертиваракской (III), Важенской (IVa), Малинововаракской (IVб), Кябинской (V), Лоушской (VI), Вехозерской (VII), Юлозерской (VIII); 9 — оси северо-западных антиклиналей: Сторонинской (А), Хитогорской (Б), Шатковоборской (В), Нижнепулонгской (Г), Попововолокской (Д), Будахинской (Е), Вицеваракской (Ж), Плотинской (З), Мяндроволокской (И), Постельноозерской (К), Гридинской (Л); 10 — кусты пегматитовых жил.

здесь несимметричны. Первые опрокинуты на юго-восток, вторые — на юго-запад. Если несимметрична только северо-восточная антиклиналь, жильные поля в ядрах антиклинали имеют то же строение, что и в Карелии (Сукши-сельга, Высокогорское месторождение). Если несимметричны обе антиклинали, жильные поля более сложны (Риколатва, Стационарный свод).

В Енском районе известны, кроме того, структуры, контролирующие размещение морфологически сложных пластовых жил пегматита. Это участки крутых поперечных уступов шарниров северо-восточных антиклиналей (вертикальные «ступени» шарниров). Уступы осложнены до-

полнительными складками, в которых пегматиты выполняют полости отслоения (Лейвойва, Рагутчане, Пайойва).

Обратимся теперь к особенностям структурного положения главных пегматитовых районов северо-западного Беломорья.

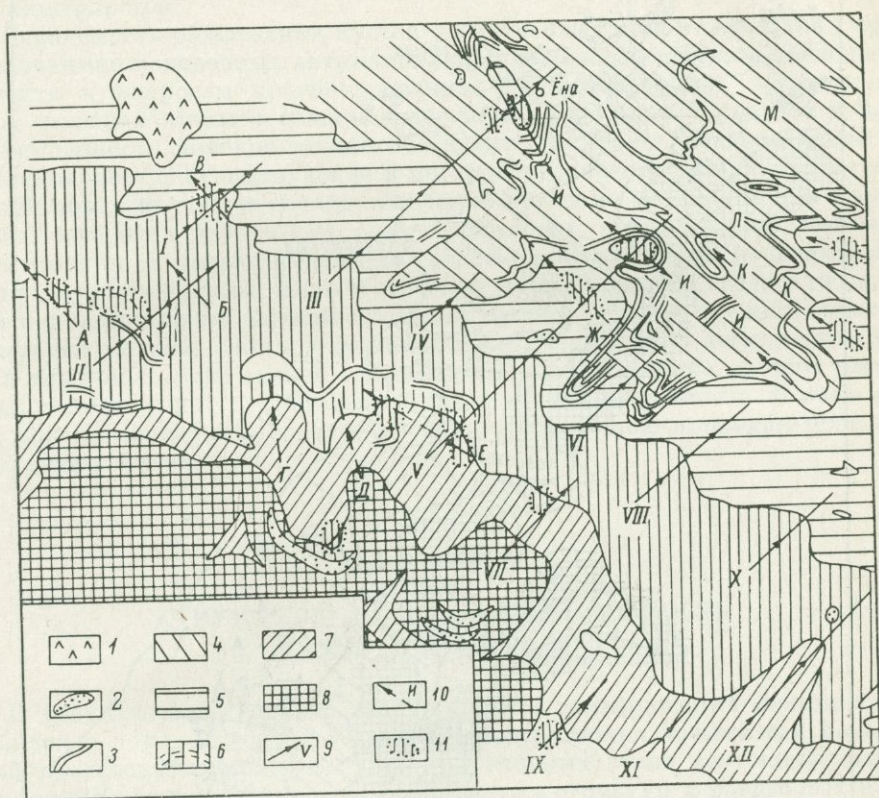


Рис. 4. Размещение пегматитовых месторождений в перекрестной складчатости Енского района.

1 — щелочные и ультраосновные породы Ковдорского массива; 2 — раннекембрийские основные породы; 3 — слои и линзы амфиболитов; 4 — биотитовые и амфиболовые гнейсы сейтинской свиты; 5 — глиноземистые и биотитовые гнейсы риколатвинской свиты; 6 — биотитовые и глиноземистые (очерчены пунктиром) гнейсы кассинской свиты; 7 — глиноземистые и биотитовые гнейсы енской свиты; 8 — гранитоиды и гнейсо-граниты фундамента беломорской серии; 9 — оси крупных антиклинальных складок северо-восточной ориентировки: Сукшисельгинской (I), Пяртиварской (II), Куроптинской (III), Верхнесеитинской (IV), Высокогорской (V), Кассинской (VI), Крутогорской (VII), Приозерной (VIII), Южнокайтинской (IX), Красивогорской (X), Кайточтинской (XI), Горелогорской (XII); 10 — оси антиклиналей северо-западной и субмеридиональной ориентировки: Круглогорской (А), Лейпинской (Б), Пагайской (В), Норской (Г), Муштаварской (Д), Гробтундровской (Е), Овражногорской (Ж), Ена-Риколатвинской (И), Междугорской (К), Уположской (Л), Чумбозерской (М); 11 — кусты пегматитовых жил.

Как уже отмечалось, перекрестная складчатость в пределах Беломорской пегматитовой провинции отличается неодинаковой степенью проявления. Перекрестная складчатость наиболее интенсивно развита на двух пространственно разобщенных территориях, одна из которых отвечает северо-западной части пегматитовой провинции (юго-запад Кольского полуострова), другая лежит ближе к ее южному окончанию (Северная Карелия). Весьма примечательно, что именно с этими структурными областями пространственно совмещены два главных пегматитовых района провинции — Енский на северо-западе и Чушино-Лоухский в южной части (рис. 5). Названные горно-промышленные районы разделены друг

от друга площадью, где перекрестная складчатость проявлена слабо. Известные здесь пегматитовые жилы не имеют промышленного значения на мусковит и керамическое сырье.

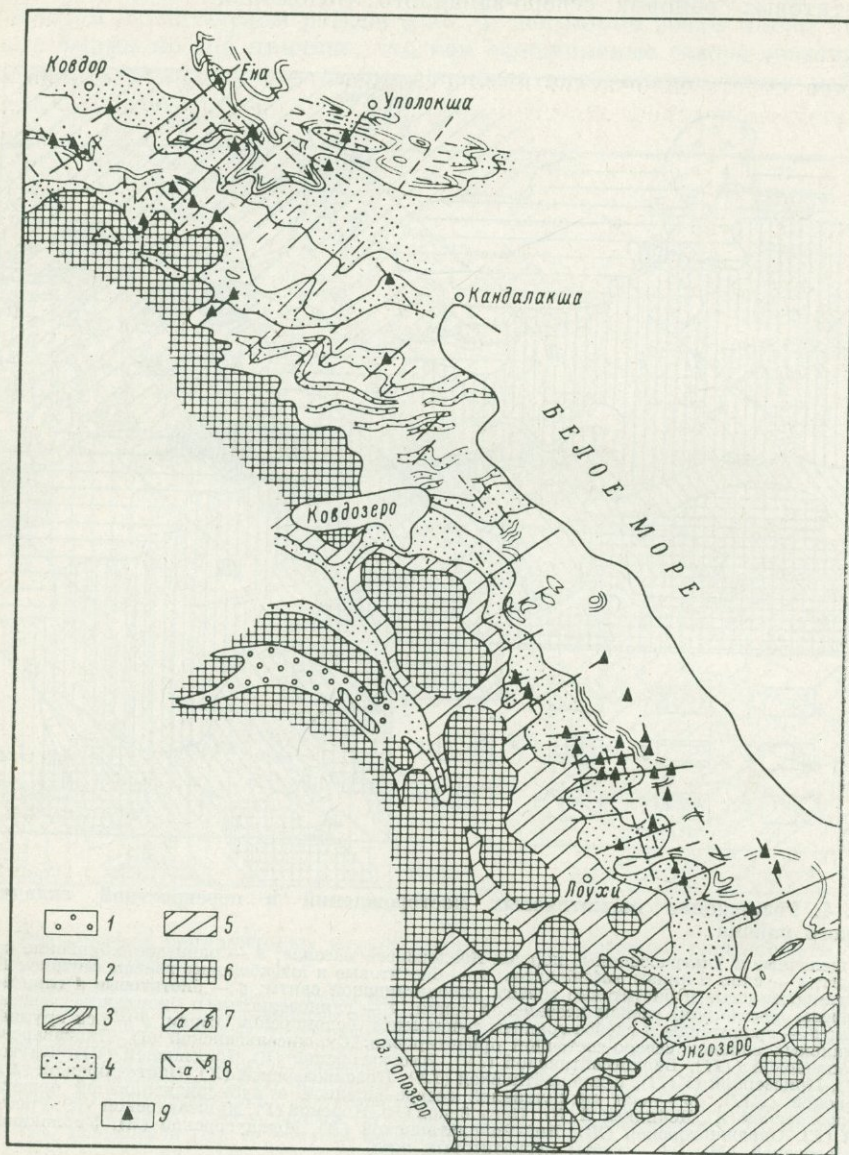


Рис. 5. Схема поперечно-перекрестной складчатости и размещение главных пегматитовых кустов северо-западного Беломорья.

1 — метавулканыты и метаосадки раннего карелия; 2—5 — беломорская серия: 2 — биотитовые и амфиболовые гнейсы, 3 — линзы и прослои амфиболитов, 4 — глиноземистые гнейсы, 5 — амфиболиты и гнейсы котозерской свиты; 6 — гранитоиды нерасчлененные, частью гнейсифицированные (Фундамент беломорской серии); 7 — северо-восточные складки: антиклинали (а), синклинали (б); 8 — северо-западные складки: антиклинали (а), синклинали (б); 9 — кусты пегматитовых жил.

Коротко о некоторых выводах и рекомендациях, следующих из результатов исследования.

Внутриформационный характер перекрестной складчатости и зависимость от последней пегматитоносной трещиноватости приводят к за-

ключению о «пластообразной форме» пегматитовой провинции. Поскольку гнейсовая толща имеет общее пологое падение на северо-восток, то можно предположить «слепое» продолжение в этом направлении слюдоносной провинции под непродуктивными толщами.

Другой вывод касается практического применения установленных закономерностей.

Зависимость размещения кустов пегматитовых жил от сочетания крупных взаимно поперечных антиклинальных складок позволяет обоснованно подойти к вопросам прогнозирования и поисков кустов пегматитовых жил, включая кусты в слепом залегании. Действенный прогноз и целеустремленность поисков можно обеспечить, опираясь на геометрические закономерности, существующие в построении перекрестной складчатости. Такой поиск включает последовательное изучение морфологии (и прежде всего поведения шарниров) северо-восточных антиклиналей вдоль их простирания с целью выделения участков, структурно перспективных на пегматитовые жилы. Если в строении установленного свода или неполной периклинали по данным проходки одной-двух структурных скважин участвуют мощные слои продуктивных на мусковитовые пегматиты пород, то в глубинах свода можно предполагать существование группы слепых пегматитовых жил, рентабельных для шахтной разработки. В этом случае поиски пегматитов следует проводить с помощью проходки профилей наклонных скважин.

Е. П. ЧУЙКИНА

СТРУКТУРЫ И ПЕГМАТИТОНОСНОСТЬ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

В результате детального геологического картирования беломорского комплекса пород Северной Карелии представляется возможным в архейской прогеосинклинали выделить три главных этапа тектонических деформаций, отличающихся типом складчатых структур и разрывных нарушений, комплексом магматических пород основного, ультраосновного и кислого состава и условиями метаморфизма.

По вещественному составу среди беломорского комплекса пород выделяются осадочно-вулканогенная и терригенная формации. По принятой стратификации в состав первой входят западная, котозерская, хетоламбинская, энгозерская и керетская свиты. Представителями терригенной формации являются породы чупинской свиты. Среди пород, составляющих формации, ведущая роль принадлежит вулканитам основного состава (современные амфиболиты). За счет разрушения первичной коры базальтового состава (Фролова, 1951) образуются осадочные отложения. За счет плавления вулканитов — палингенные амфибол-биотитовые и биотитовые диориты и анортозит-амфиболовый комплекс пород.

Первый период архейской прогеосинклинали характеризуется развитием небольших по амплитуде поднятий, являющихся источником разрушения пород первичной коры и накопления осадков в разделяющих их прогибах. В процессе общего погружения происходит формирование пород выделенных свит. В этот период формируются региональные структуры поднятия — Западно-Котозерское, Кивгубско-Керетское, Боярское, Гридинское (в пределах осадочно-вулканогенной формации) и погружения — Энгозерский прогиб (также в пределах осадочно-вулканогенной формации) и приразломный прогиб беломорид в пределах терригенной формации (чупинской свиты).

Складчатые деформации выражены в виде изолированных продольных антиклинальных и синклиналильных складок (последние преобладают в терригенной формации) северо-западного простирания. На современном уровне среза эти складки наблюдаются на площади развития обеих формаций в виде отдельных фрагментов.

На границах разделов поднятий и прогибов намечается заложение линейно-вытянутых глубинных разломов СЗ и СВ (субширотного) простираний, разбивающих в момент инверсии (поднятия) породы беломорского комплекса на крупные блоки.

Для начальной стадии архейской прогеосинклинали характерно неоднократное излияние вулканитов андезит-базальтового состава (Шуркин, 1969), наличие силлов габбро-пироксенитов и образование палингенного анортозит-амфиболитового комплекса пород. Преимущественное развитие вулканитов отмечается в котозерской, хетоламбинской и энгозерской свитах (ширина захвата площади 4—8 км). Образование анортозит-амфиболитового комплекса и сопровождающих его субщелочных амфиболовых и амфибол-биотитовых гранитов, предполагается за счет совместного погружения и плавления глинистых осадков и внедрения в них базитов. Анортозит-амфиболовый комплекс пород в сопровождении габбро-пироксенитов прослеживается по глубинным зонам разломов во всех выделенных свитах.

В период общего погружения породы, слагающие области поднятий и прогибов, испытывают прогрессивный региональный метаморфизм и частичное плавление. Образованные в этот период мелкозернистые, массивные гнейсы различного состава и амфиболиты гранулитовой или близкой к ней фации метаморфизма и палингенные анортозит-амфиболовые породы отмечаются в виде реликтов во всех выделенных свитах. Условия их образования оцениваются в 640—680° С и 6.5—8.4 кбар.¹

Второй период тектонических деформаций развивается в стадию инверсии (поднятия). В целом для второго этапа тектонических деформаций характерно образование структур поднятия, обрамляющихся тектоническими зонами. Совместное развитие структур поднятия и глубинных зон разломов приводит к образованию блоковых структур.

На изученной площади в региональном масштабе выделяются четыре блока: Западно-Котозерский, Чупинский, Хетоламбинский и Кивгубско-Керетский. Из них Западно-Котозерский и Хетоламбинский приподняты по отношению к блоку, сложенному породами чупинской свиты. Кивгубско-Керетский блок, по-видимому, приподнят и надвинут на породы хетоламбинской свиты (см. вклейку).

В районе изученной площади на фоне региональных структур поднятий I порядка (Кивгубско-Керетское и Западно-Котозерское), развиваются структуры поднятия II порядка. Об этом свидетельствует изменчивость элементов залегания слагающих их пород. В хетоламбинской свите к структурам поднятия II порядка относятся Гирвасборское, Постельноозерское; в котозерской свите — Южно-Тэдинское, Важенское, Кябовское; в чупинской — Шатковоборское, Карельское, Тэдинское, Еккиваракское, Комсомольское, Дядиногорское и др. На образование этих структур в породах чупинской свиты имеют влияние, по-видимому, структуры II порядка, развитые в породах котозерской свиты. Простирание структур I порядка — северо-западное, II — меридиональное и широтное.

¹ Здесь и далее *P-T* условия образования гнейсов и пегматитов приводятся по данным Г. М. Арутюнова, сведения по палингенным породам заимствованы у Н. И. Кривоборской, геофизические данные — у Г. Ш. Меламеда (отчет Центрально-Чупинской партии за 1971 г.).

Причиной образования структур поднятия является, вероятно, нарушение глубинного равновесия, приводящего к всплыванию и опусканию пород.

Характерной особенностью структур II порядка является их сложное внутреннее строение. Ядра структур II порядка в чупинской свите сложены биотитовыми мелкозернистыми гнейсами («сухари»), термодинамические условия образования которых, как уже отмечалось, близки к гранулитовой фации метаморфизма. Ядро Гирвасборской структуры II порядка в пределах керетской свиты сложено палингенными амфибол-биотитовыми гнейсо-диоритами и мелкозернистыми эпидот-биотитовыми гнейсами.

Вышеотмеченные структуры II порядка обычно сопровождаются обрамляющими тектоническими зонами. Тектонические зоны контролируются ультраосновными и основными породами друзитовой серии (периодиты, габбро-периодиты, габбро), палингенными породами (граниты, аплиты) и характеризуются развитием наложенной поперечной складчатости, возникновение которой сопровождается преобразованием мелкозернистых гнейсов в среднезернистые полосчатые гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма. Характерной особенностью поперечной наложенной складчатости II—III порядков является то, что она развивается вблизи поясов основных пород друзитовой серии, в пределах развития тектонических зон, не захватывая всей мощности свит. Размер складок 0.6—1 км, простирание субмеридиональное и субширотное. Условия образования среднезернистых пластичных эпидот-биотитовых и эпидот-амфибол-биотитовых гнейсов (мигматиты диоритов и амфиболитов), слагающих эти тектонические зоны в пределах котозерской, хетоламбинской, западной и керетской свит, оцениваются в 550°C и 5—6 кбар; среднезернистых пластичных дистен-гранат-биотитовых, биотитовых, иногда с мусковитом, гнейсов (чупинская свита) — в $610\text{--}640^{\circ}\text{C}$ и 6.4—6.9 кбар (кианит-альмандиновая субфация амфиболитовой фазии). В зонах развития палингенных гранитов, аплитов отмечаются реликты первичных мелкозернистых гнейсов. По геофизическим данным тектонические зоны фиксируются повышенным горизонтальным градиентом Δg , пониженными значениями ρ_k , поясами положительных аномалий Δz (Кивгубский пояс, Чкаловский пояс и др.). Мощность и протяженность тектонических зон обрамления зависит от размера поднятия, интенсивности проявления тектонических движений и сопровождающих их глубинных магматических пород.

Внедрение интрузивных пород ультраосновного и основного составов друзитовой серии происходит вдоль продольных разломов глубинного заложения (по контактам свит). Вдоль этих же разломов фиксируется интенсивное развитие процессов гранитизации с образованием мигматитов и анатектит — гранитов. Выделяются две группы гранитоидов: биотитовые гранитоиды и двуслюдяные граниты. Каждая из выделенных групп гранитов образуется в результате анатексиса определенных метаморфических пород, чем и объясняется локализация их и связанных с ними пегматитов в разных свитах беломорского комплекса пород. Становление биотитовых гранитоидов первой группы происходит в основном автохтонно, а двуслюдяные граниты являются перемещенными, так же как и связанные с ними пегматиты. Образование и отделение пегматитового расплава происходит на поздних стадиях анатексиса, так как пегматитовые жилы секут все разности связанных с ними перемещенных гранитов, а не являются первыми и единственными выплавками.

При детальном изучении структур поднятия удалось выявить закономерности развития процессов гранитизации.

Тектоническая зона, обрамляющая структуру поднятия Шатковобора, захватывает породы 9—12 горизонтов чушинской свиты. Содержание лейкократового материала и форма его проявления в породах этих горизонтов закономерно сменяется от периферии тектонической зоны к ее центру. Породы, слагающие 9-й и 12-й горизонты, расположенные на периферии зоны, равномерно обогащены лейкократовым материалом. Затем к центру зоны в гнейсах отмечаются послойные вышлавки аплита (10 и низы 12 горизонтов), тогда как в центре 11-го горизонта концентрируются пегматоидные мигматиты (полосчатые гнейсы). Таким образом, отмечается зональность, выраженная в изменении размеров кристаллов и морфологии метатекта.

В западной части тектонической зоны обрамления Шатковоборского поднятия, в слагающих ее гнейсах не отмечается выдержанного зонального распределения пегматоидного метатекта. Лейкократовый материал в этой части тектонической зоны представлен в виде порфировидных и линзовидных образований аплитов. Мономинеральный порфиробластез отмечается в незначительном количестве. Среднезернистые полосчатые дистен-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы отмечаются в виде реликтов в районе Робакко-Вараки, восточнее и южнее оз. Долгого. По геофизическим данным, здесь проходит повышенный градиент гравиметрического поля, который указывает на наличие крупного тектонического нарушения.

Отмеченная зональность в распределении лейкократового материала, по-видимому, отражает в породах различное содержание водогазовых растворов и связанную с ними степень преобразования пород. Благоприятными породами для образования мусковитовых пегматитовых жил являются полосчатые дистен-гранат-биотитовые гнейсы, испытавшие в момент течения и преобразования наложенную поперечную складчатость субширотного и субмеридионального направлений.

На месторождениях Карельском и Тэдино, кроме полосчатых гнейсов, развитых в виде прерывистых, незначительной мощности пластов, пегматоидный метатект проявлен в виде порфиробласт плагноклаза. Такие участки гнейсов также претерпели сильные преобразования и являются перспективными для нахождения мусковитовых пегматитовых жил.

В контур тектонической зоны обрамления структуры поднятия Гирвасбора входят 4-й и 5-й горизонты хетоламбинской свиты. Здесь также в строении тектонических зон ведущая роль принадлежит ультраосновным и основным породам, преобразованным среднезернистым биотитовым и эпидот-амфибол-биотитовым гнейсам амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Среди этого комплекса преобразованных гнейсов отмечаются реликты первичных темно-серых мелкозернистых биотитовых гнейсов и амфибол-биотитовых диоритов. Совместное нахождение пород, различных по механическим свойствам, является благоприятной средой для образования комплексных пегматитовых жил. В пластичных преобразованных гнейсах простирание пегматитовых жил меридиональное, при переходе в реликты первичных пород меняется на северо-западное.

В породах керетской свиты наличие поясов основных пород в сочетании с биотитовыми анатектит-гранитами является благоприятной средой для образования керамических пегматитов.

В целом разрывные нарушения инверсионного периода развития архейской прогеосинклинали характеризуются определенной специфичностью. Отличительной их особенностью является то, что при тектоническом движении одновременно развиваются процессы магматизма, наложенного метаморфизма и поперечной складчатости II и III порядков.

Размеры тектонических зон соизмеримы с размерами структур поднятия, мощность определяется интенсивностью внедрения интрузивных пород.

Третий период соответствует периоду становления архейской прогеосинклинали и развивается в условиях жесткой среды. В этот период в результате повторных глубинных подплавов по широтным разломам наблюдается перемещение блоков пород в горизонтальном и вертикальном направлениях (стадия перемещения блоков). Геологически это подтверждается смещением контактов выделенных свит, срезанием горизонтов, геоморфологическими и геофизическими данными — ориентировкой озер, заливов и болот, пониженными значениями ρ_k . В начальную стадию этого периода происходит образование складок IV порядка и зон вторичного расщепления, которые секут сланцеватость гнейсов, возникшую на первом-втором этапе развития. Они представлены крупнокристаллическими дистен-гранат-биотитовыми гнейсами с характерными полосчатыми текстурами, возникающими за счет прослоев лейкократового материала ортотектитовой структуры (чупинская свита). Эти складки и зоны развиты только в пределах тектонических зон, обрамляющих структуры поднятия II порядка.

С поднятием и перемещением блоков пород связано раскрытие трещин, подготовленных наложенной складчатостью, и заполнение их пегматитовым расплавом. Образование специфического пегматитового расплава представляет собой конечную стадию процесса гранитизации, развитого в завершающий этап второго периода формирования геосинклинали. Одновременно идет формирование даек габбро-диабазов, гранитов и аплитов. На изученной площади выделено пять приподнятых и смещенных в восточном направлении блоков с максимальным пегматитопроявлением (Тэдинский, Карельский, Малинововаракский, Плотинско-Лоушский и Вехозерско-Полубоярский).

Термодинамические условия образования слагающих блоки пород резко различны. Наиболее глубинный эрозионный срез вскрыт в Тэдинском блоке (680°C). В мусковитовых пегматитах чупинской свиты температуры образования микроклина также различны в разных блоках²): она минимальна в Тэдинском блоке (440°C), а в Карельском, Малинововаракском, Плотинском, Полубоярском и Лоушском составляет соответственно 470, 500, 500, 470 и 520°C . Условия образования микроклинов из комплексных пегматитов (хетоламбинская свита) оцениваются в 400 — 510°C , керамических — 500°C (керетская свита), 480°C (котозерская свита). Различная температура образования микроклина в пегматитах в каждом выделенном блоке определяется, по-видимому, спецификой палингенных расплавов, образованных по различным породам на разных глубинах.

Вблизи пегматитовых жил наблюдаются контактово-метасоматические преобразования пород — эпидотизация, мусковитизация, исчезновение граната.

Размещение пегматитовых жил во всех выделенных свитах контролируется структурами поднятия II порядка, обрамляющимися тектоническими зонами нарушений.

В тектонической зоне обрамления Шатковоборского поднятия размещение пегматитовых жил контролируется антиклинальной наложенной поперечной складчатостью III—IV порядков, развитой в пластичных среднезернистых дистен-гранат-биотитовых гнейсах десятого и одиннадцатого порядков.

² Автор сопоставляет температуры образования микроклина в пегматитах (III этап) с температурами образования вмещающих пород I этапа, но не с температурами преобразования пород на III этапе. (Прим. отв. ред.).

цатого горизонтов. В тектонической зоне обрамления Гирвасборского поднятия размещение пегматитовых жил контролируется: 1) наличием реликтов первичных структур; пегматитовые жилы располагаются по периферийной зоне рассланцованных гнейсов, обрамляющих реликты первичных пород (Узкое Хетоламбино); 2) наличием в преобразованных гнейсах флексуобразных перегибов; 3) крупными телами амфиболитов и основных пород; пегматитовые жилы используют межбудинные пространства и трещины растяжения, образованные в самих массивах основных пород (разрывы в основных породах Кивгубского и Чкаловского поясов); 4) зоной трещин сколового типа (участок Северный Урако).

Пегматитовмещающими трещинами являются: 1) трещины растяжения в перегибах осей наложенной поперечной складчатости (Тэдино, Карельский, Малиновая Варака, Плотина); 2) межпластовые трещины скола в тектонически преобразованных гнейсах (Тэдино, ж. №№ 27, 164; Плотина, ж. № 7 и др.). Расположение жил кустовое, протяженность их по простиранию и на глубину ограничено размерами складок II—III порядков второго периода деформаций. По геофизическим данным, кусты пегматитовых жил расположены вблизи отрицательных аномалий и относительно повышенного градиента Δg в нормальном поле Δz (± 50 гамм), на перепадах относительно низких и высоких значений ρ_k .

Количественное проявление и промышленная ценность пегматитов в каждом выделенном блоке зависит от комплекса развития геологических, геофизических и геохимических факторов, главными из которых считаются литолого-стратиграфический, магматический, тектонический и метаморфический. Образование пегматитовых жил связывается с развитием регионального метаморфизма амфиболитовой фации, приводящего в конечном итоге к возникновению анатектит-гранитов и пегматитов, и является неотъемлемой частью тектоно-магматического цикла беломорского комплекса пород архея.

В настоящее время вопрос о возрасте пегматитовых жил остается дискуссионным. Некоторые исследователи на основании данных изотопного возраста относят пегматиты к нижнепротерозойским образованиям. Данные детального картирования пока не подтверждают это мнение.

В ы в о д ы

1. Практические рекомендации сводятся к необходимости выделения в беломорском комплексе пород структур поднятия II и III порядков и обрамляющих их тектонических зон. Поперечная наложенная складчатость II порядка, образованная в процессе развития тектонических зон, является одним из ведущих факторов локализации пегматитовых жил. Наличие магматических и палингенных пород, различных мигматитов, преобразованных гнейсов амфиболитовой (кианит-альмандиновая субфация) и эпидот-амфиболитовой фаций также составляют неотъемлемую часть процесса образования пегматитов. Распространение по площади керамических, комплексных и мусковитовых жил определяется составом вмещающих пород. При выделении участков под детальные поиски должны учитываться вышеотмеченные поисковые факторы.

2. Закрытые площади оцениваются с учетом данных геофизических и геохимических исследований. К положительным факторам относятся: по магниторазведке — участки нормального магнитного поля и наличие положительных поясовых аномалий ΔT ; по гравиразведке — отрицательные аномалии и зоны относительно повышенного горизонтального гра-

диента Δg ; по электроразведке — зоны перепада повышенного и пониженного сопротивления ρ_k .

3. Главными методами выяснения условий размещения пегматитовых жил являются: а) проведение площадного геолого-структурного картирования в комплексе с геофизическими и геохимическими методами разведки в масштабе 1 : 10 000; б) проведение поискового бурения на площадях, где по геологическим и геофизическим данным следует ожидать на глубине благоприятные тектонические структуры.

4. Выявление наложенных структур поднятия II и III порядка и сопровождающих их тектонических зон является главным и определяющим фактором в размещении пегматитовых жил.

5. В связи с вышеизложенным, в ближайшее время необходимо совместно с гравиразведкой пересмотреть фактический материал детальных геолого-структурных съемок масштаба 1 : 10 000, 1 : 5000 и др. и определить дальнейшее направление поисковых работ. Новое представление о формировании структур в беломорском комплексе пород, по-видимому, расширит перспективные площади нахождения пегматитовых жил. В частности, по месторождению Малиновая Варака с учетом нового представления о геологическом строении рекомендуется проведение работ в западной части тектонической зоны, обрамляющей Шатковоборское поднятие (между озером Пулонгским и Чупинской губой).

В. П. ПРОСКУРИНА

СТРУКТУРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ПЕГМАТИТОВ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕНСКОГО РАЙОНА

Несмотря на большой объем исследований, посвященных изучению факторов магматического и структурного контроля мусковитовых пегматитов (и в частности пегматитов Енского района), остается попрежнему неясным местоположение источника материала для их формирования и пространственные закономерности проникновения этого материала. За последние три десятилетия многие геологи, изучающие пегматиты, пришли к выводу о приуроченности жил к разрывным нарушениям, наложенным на складчатые структуры (Никитин, 1957, 1959б; Рыцк, 1962, 1972; Скропышев, 1968, и др.). Однако этот вопрос до настоящего времени остается дискуссионным.

Состояние изученности Енского мусковитоносного района, в пределах которого расположены крупнейшие месторождения мусковита Кольского полуострова, позволяет рассмотреть закономерности размещения пегматитов в тесной связи с ходом формирования структур конкретных месторождений и района в целом. Последовательность геологических событий в районе устанавливается главным образом на основе изучения взаимоотношений между определенными структурами и интрузивными породами. Формирование Енско-Лоухского синклиория закончилось крупными разрывами северо-западного простирания со взбросо-сдвиговыми движениями прилежащих блоков. Вдоль этих разломов прослеживаются массивы основных и ультраосновных пород длиной более 10 км. В северо-восточной части Енского района выделяется Высокогорский тектонический блок, границами которого являются глубинные разломы — Кюме и Кандский. Внутренняя структура блока характеризуется развитием северо-восточной изоклиальной складчатости, которая как бы

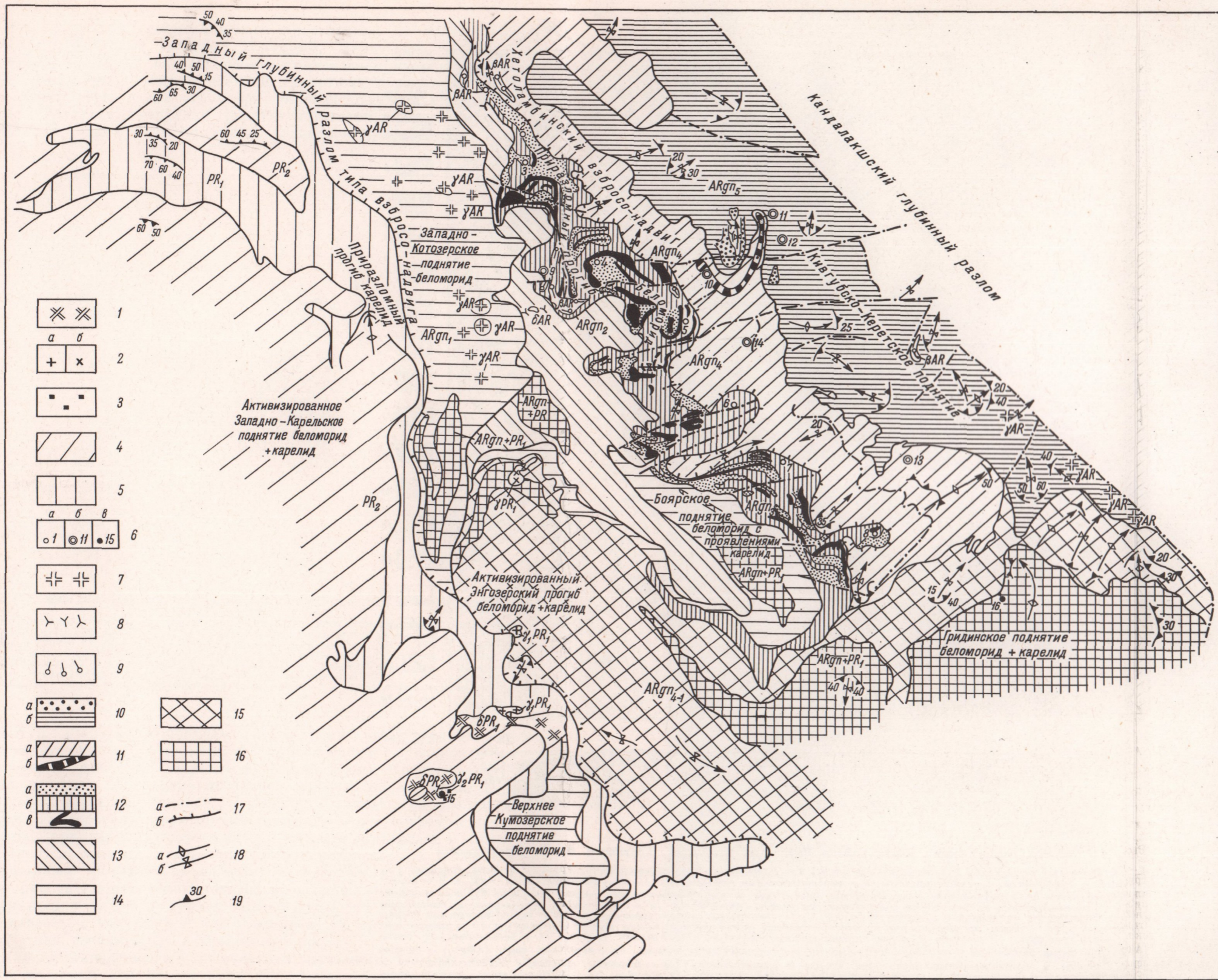
«утыкается» в разломы и с тектоническим несогласием соотносится со складчатостью соседних блоков. Более позднее образование серии линейных складок с северо-восточным простиранием осевых поверхностей в Высокогорском блоке по отношению к Енско-Лоухскому синклинию в целом устанавливается тектоническим несогласием.

Самой крупной и наиболее изученной складкой II порядка является Высокогорская синклинали (рис. 1, см. вклейку). Центриклинали складки, вблизи разлома Кюме, повернута в широтном направлении. Угол падения крыльев здесь увеличивается с 35—50 до 67—75°. Высокогорская синклинали усложнена широтными складками III порядка. Наиболее крупной складкой этого порядка является Куроптинская антиклинали. Поздний возраст широтных складок доказывается тем, что осевая плоскость Высокогорской синклинали была изогнута в процессе образования этой складчатости.

Разрывные нарушения в Высокогорском блоке имеют широкое развитие и по возрастному принципу разделяются на две группы: 1) связанные со складчатыми структурами и 2) наложенные на сформированные складчатые структуры. Между нарушениями этих групп существует закономерная связь, обусловленная последовательностью формирования структуры района в целом.

К первой группе нарушений относятся разрывы, пространственная ориентировка которых определяется основными складчатыми структурами I—III порядков. Каждая стадия образования складчатости заканчивается возникновением разломов, параллельных осевым линиям складок. Самыми крупными и древними разломами (первый тип разрывов этой группы, разломы первого порядка) являются Кюме и Кандский, обрамляющие Высокогорский блок. Неоднократное оживление разломов сопровождалось внедрением разновозрастных интрузий. Формирование изоклиальной северо-восточной складчатости, опрокинутой на юго-восток, обусловлено, по-видимому, давлением с северо-запада и подвигом с юго-востока (рис. 2). Второй тип разрывов субмеридионального и северо-восточного направлений наложен на складчатость северо-восточного простирания, т. е. сформировался после завершения формирования складчатости II стадии, но до начала образования широтных складок. Тела основных и ультраосновных пород складчатостью II порядка не затронуты. Зоны развития этих пород имеют меридиональное простирание и пересекают Высокогорскую синклинали под углом 30° к осевой линии складки. Крупный массив габбро-норита, расположенный в юго-западной части Высокогорской структуры (рис. 1, см. вклейку) пересекает ее так же, как и зоны отдельных тел. Секущее положение основных пород по отношению к северо-восточной складчатости указывает на относительно позднее их образование. Возникновение последнего (третьего) типа разрывов этой группы, имеющих субширотное простирание связано с третьей стадией складкообразования. Дальнейшее оживление разломов северо-западного простирания связано с появлением давления, направленного с севера и создающего складчатость широтного простирания, что сопровождается образованием зоны Куроптинского разлома, который сочленяется с разломом Кюме. Взбросо-сдвиговые движения по нарушениям этой зоны и давление, направленное с севера, создали изоклиальное, опрокинутое на юг строение Куроптинской антиклинали (рис. 2). В эту стадию были изогнуты и будинированы тела друзитов северо-восточного простирания. Массивы и жилы гнейсо-гранитов, гранит-аплитов и пегматитов складчатостью широтного направления не затронуты. С третьей стадией связано начало формирования приразломных блоковых структур.

Вторая группа нарушений характеризуется постскладчатыми хрупкими деформациями. Внутренняя структура Высокогорского блока раз-



Тектоническая схема Чупино-Лоухского района. Составили Е. П. Чуйкина, В. И. Едовин, Н. И. Кривоборская, 1972 г.

Протерозой. 1-3 — магматические породы: 1 — гранодиориты (δPR_1), 2 — аплитовидные (а) и олигоклазовые (б) граниты ($\gamma_1 PR_1$), 3 — биотитовые плагноклаз-микроклиновые гранито-гнейсы ($\gamma_2 PR_2$); 4-5 — суперкрупальные породы: 4 — тодозерская свита (PR_2), 5 — кукасозерская, ириньяварская, хизоварская, чогозерская свиты (PR_1). Архей. 6-9 — магматические и полигенные породы: 6 — кусты промышленных пегматитовых жил и их номера: мусковитовых (а), комплексных и керамических (б), редкометалло-керамических (а), 7 — биотитовые плагноклаз-микроклиновые граниты (γAR), 8 — метадiorиты (δAR), 9 — габбро-анортозиты (βAR); 10-15 — суперкрупальные породы: 10 — керетская свита ($ARGn_2$): а — мелкозернистые гнейсы, реликты гранулитовой или близкой к ней фации, б — средне-, мелкозернистые гнейсы амфиболитовой фации, 11 — хетоламбинская свита ($ARGn$): а — средне-, мелкозернистые гнейсы амфиболитовой фации, б — тектонические зоны, обрамляющие структуру поднятия Гирвас-бора II порядка, 12 — чупинская свита ($ARGn_3$): а — мелкозернистые гнейсы, реликты гранулитовой или близкой к ней фации, б — среднезернистые полосчатые гнейсы амфиболитовой фации кианит-альмандиновой субфации, в — тектонические зоны, обрамляющие структуры поднятия II порядка, 13 — котозерская свита ($ARGn_2$), 14 — западная свита ($ARGn_1$), 15 — энгозерская свита ($ARGn_{-1}$); 16 — нерасчлененные суперкрупальные комплексы нижнего протерозоя и архея — Магнетитовая Варака, Заячье озеро, Турнона-Варака ($PR_1 + ARGn$). Тектонические элементы. 17 — нарушения типа сбросо-сдвига (а) и взбросо-надвига (б); 18 — оси наложенных антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок II и III порядков; 19 — обобщенные элементы залегания сланцеватости. Арабскими цифрами обозначены месторождения: 1 — Нигрозеро, 2 — Высота 129, 3 — Тадино, 4 — Карельский, 6 — Плотина, 7 — Мянц-наволон, 8 — Юлозеро, 9 — Нижнее Котозеро, 10 — Хетоламбино, 11 — Воробьево озеро, 12 — Кив-Губа, 13 — Постельное озеро, 14 — Чкалов, 15 — Пиртима, 16 — Плотная Ламбина и Пиземское озеро.



Рис. 1. Сводная геологическая карта района Риколатва—Высокое. Составила В. П. Проскуриная

1 — четвертичные отложения; 2 — пегматитовые жилы; 3 — плагиоклаз-микроклиновые гнейсо-граниты, аплиты, граниты; 4 — гранатовые амфиболиты; 5 — габбро-нориты; 6 — рассланцованные амфиболиты; 7—12 — кандская свита ($ARgn_{IV}$): 7 — нерасчлененные гнейсы, 8 — светло-серые мелкозернистые биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы (горизонт 5), 9 — «ржавые» кианит-гранат-биотитовые и биотитовые среднезернистые гнейсы (горизонт 4), 10 — светло-серые, мелкозернистые биотитовые гнейсы, содержащие микроклин и амфибол (горизонт 3), 11 — «ржавые» кианит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы (горизонт 2), 12 — серые, среднезернистые амфибол-биотитовые микроклинсодержащие гнейсы (горизонт 1); 13 — риколатвинская свита ($ARgn_{III}$) — «ржавые» и серые кианит-гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы; 14 — хетоламбинская свита ($ARgn_{II}$) — серые биотитовые и амфибол-биотитовые микроклинсодержащие гнейсы; 15 — керетская свита ($ARgn_{I}$) — светло-серые, мелко- и среднезернистые биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы; 16 — элементы залегания сланцеватости; 17 — осевая поверхность Высокогорской опрокинутой синклинали II порядка; 18 — контакты свит: установленные (а), предполагаемые (б); 19 — глубинные разломы первой группы: А — Кюме, Б — Куроптинский, В — Скалистый; 20 — сопутствующие разломы второй группы. Римскими цифрами обозначены тектонические блоки: I — Замковый, II — Пиковый, III — Жильный, IV — Самолетный.

делена разрывами северо-западного простирания на четыре блока II порядка — Замковый, Пиковый, Жильный, Самолетный. В относительно приподнятых блоках расположены месторождения мусковита. При изучении возрастных взаимоотношений гранитных пород устанавливается три стадии образования структур, сопровождающихся внедрением гранитных интрузий: гранитная, раннепегматитовая и позднепегматитовая. Гранитная стадия характеризуется развитием приразломных блоковых

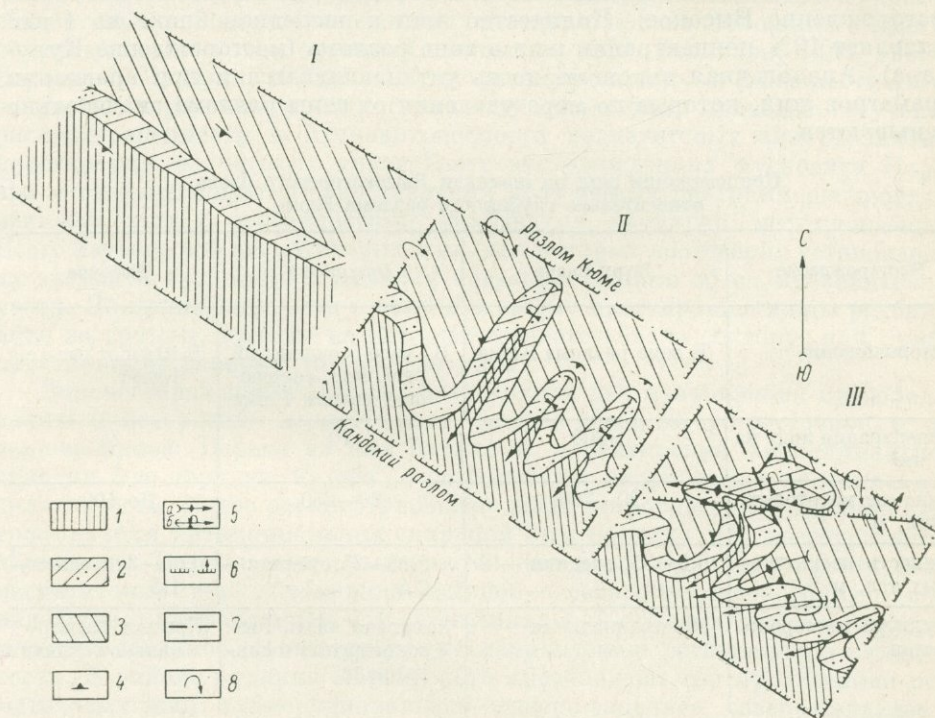


Рис. 2. Схема последовательности тектонического развития Высокогорского блока.

Стадии развития блока: I — формирование Енско-Лоухского синклинория и заложение северо-западных глубинных разломов; II — развитие складчатости северо-восточного простирания и глубинных разломов субмеридионального, северо-восточного простирания и глубинных разломов той же ориентировки. I—3 — свиты; 1 — кандская, 2 — риколатвинская, 3 — хетоламбинская; 4 — обобщающие элементы залегания сланцеватости; 5 — осевые поверхности опрокинутых антиклиналей (а), синклиналей (б); 6 — глубинные разломы первой группы; 7 — сопутствующие разломы второй группы; 8 — направление движения по разломам.

структур. Разрывы выполнены гнейсо-гранитами и гранит-аплитами. В основном они распространены в Замковом блоке, расположенном в узле сочленений разломов II порядка и разлома Кюме. Неоднократное оживление разломов обусловило мозаичное строение пород блока, образование новых разрывов и блоков III порядка с различными планами деформаций. Раннепегматитовая стадия проявилась в основном в двух относительно приподнятых тектонических блоках и выразилась в образовании полостей, выполненных керамическими, мусковитовыми и бесплодными пегматитами. Образование пегматитовмещающих полостей сопровождалось пластическими деформациями вмещающих пород. Позднепегматитовая стадия характеризуется образованием зон трещин, выполненных пегматитами с повышенной альбитизацией. Основное развитие структур этого типа фиксируется в Замковом блоке.

Для установления местоположения основного канала, поставляющего материал для образования пегматитов, были проанализированы

данные по трем детально изученным месторождениям (см. таблицу). Из сопоставления этих данных устанавливается ряд закономерностей, связанных с зоной разлома Кюме. Наибольшая концентрация жил с крупными пегматитовыми телами образуется непосредственно в зоне разлома (керамическое месторождение Куру-Ваара). В Замковом тектоническом блоке, примыкающем к разлому, количество жил сокращается почти в три раза (месторождение Риколатва), а в блоке, наиболее удаленном от разлома (Жильном) возникают лишь редкие пегматитовые зоны (месторождение Высокое). Количество жил в последнем блоке на 1 км² составляет 10% концентрации жил в зоне разлома (месторождение Куру-Ваара). Аналогичная закономерность устанавливается и при сравнении параметров жил, которые по мере удаления от зоны разлома значительно уменьшаются.

Концентрация жил на площади Высокогорского блока относительно глубинного разлома Кюме

Месторождение	Куру-Ваара	Риколатва	Высокое
Местоположение	В зоне разлома Кюме	В узле сочленений разломов, оперяющих разлом Кюме	В 10 км от разлома Кюме
Концентрация жил на 1 км ²	>300	70	14
Длина пегматитовых жил, м	20—700	20—250	До 100
Мощность пегматитовых тел, м	0.5—35, средняя — 4	0.05—25, средняя — 2.5	0.05—3, средняя — 1.5
Структура месторождения	Моноклиальная	Замковая часть Высокогорской синклинали	Крылья изоклиальной складки

Фактический материал по Высокогорскому блоку и анализ последовательности формирования складчатых и разрывных структур различного плана, сопровождающихся магматизмом, позволили сделать ряд выводов.

1. Формирование структуры северо-восточной части Енского района происходило в два крупных этапа. В первый этап образовались складчатые структуры и крупные разрывные нарушения, сопровождавшиеся внедрением интрузий основного и ультраосновного состава. Во второй этап возникали блоковые структуры и различные нарушения, выполненные гранитными интрузиями. Формирование складчатых и разрывных структур носило прерывистый характер.

2. Образование складчатых и разрывных структур находилось в тесной взаимосвязи на первом этапе формирования структуры района. План складчатых и разрывных структур внутри Высокогорского блока подчинен крупным разломам.

3. Региональным фактором, контролирующим размещение в пространстве месторождений пегматитов, являются зоны северо-западных разломов. Размещение месторождений вдоль зоны контролируется приразломными тектоническими блоками, расположенными в узлах сочленений долгоживущих разломов, создавших в таких блоках более проницаемую обстановку. Основным каналом, поставившим пегматитообразующий материал в северо-восточной части Енского района, являлась зона разломов Кюме.

МУСКОВИТОНОСНОСТЬ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ ЧУПИНСКОГО РАЙОНА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИХ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ОРИЕНТИРОВКИ

В вопросе о времени возникновения пегматитовмещающих полостей относительно складкообразования существуют противоположные и взаимоисключающие точки зрения (Скропышев, 1953; Родионов, 1956, 1960б; Горлов, 1957; Рыцк, 1965). С учетом дискуссионности и важности этого вопроса для решения практических задач нами было проведено изучение распространенности и мусковитоносности пегматитовых жил различных простираний на четырех главнейших месторождениях мусковита Карелии и сделана попытка сопоставления полученных диаграмм распространенности жил с особенностями складчатых структур месторождений. Всего изучено 436 пегматитовых жил, для которых достоверно установлены их элементы залегания и имеются надежные данные об их мусковитоносности. По принадлежности к тому или иному простиранию жилы разбивались на группы, каждая из которых соответствовала сектору, или румбу простираний, равному 10° (см. рисунок).

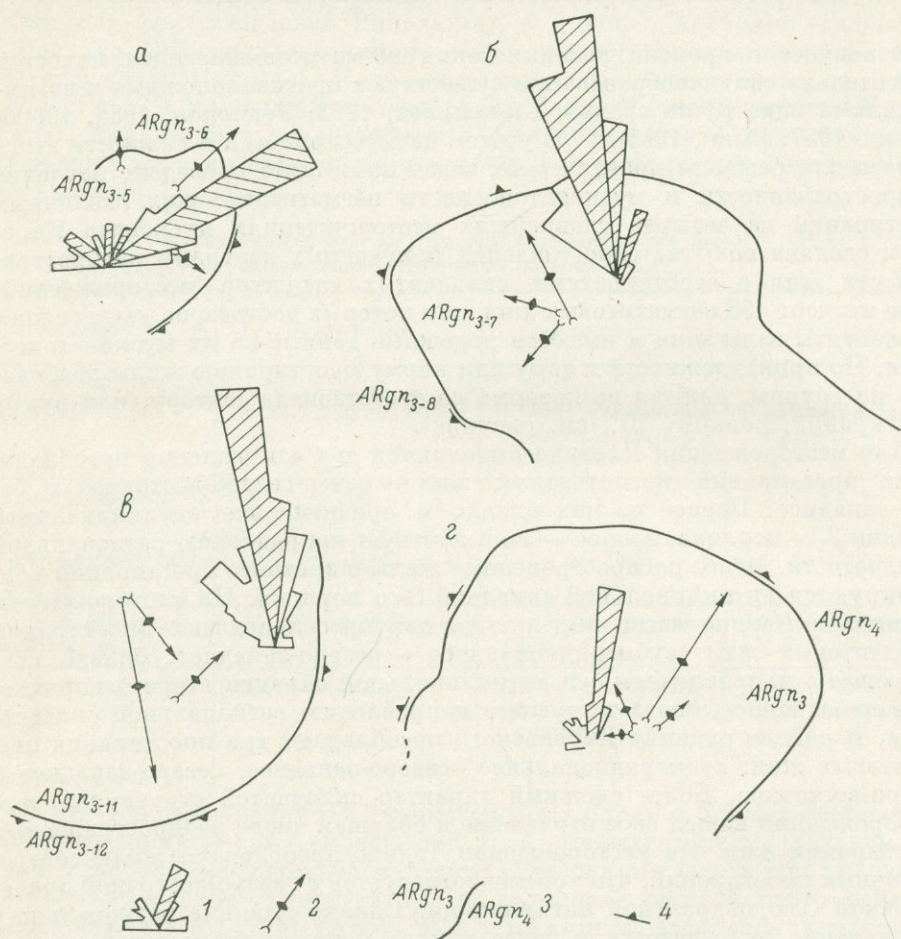
Для месторождения Плотина выделяются два направления преобладающих простираний пегматитовых жил — север-северо-восточное и северо-западное. Первое из них близко к ориентировке антиклинальной складки 2-го порядка, второе — соответствует направлению региональной складчатости. Менее распространенные жилы широтного простирания контролируются антиклинальной складкой 3-го порядка. На месторождении Малиновая Варака четко выделяются два преобладающих простирания пегматитовых жил: субмеридиональное — северо-западное, близко совпадающее с направлением оси антиклинальной складки второго порядка, и северо-западное, соответствующее направлению региональной складчатости. В районе рудника Карельского преобладают три простирания пегматитовых жил: субмеридиональное — северо-западное, северо-западное и северо-восточное. Более сложный характер складчатой структуры этого месторождения нашел свое отражение в большем числе распространенных простираний жил. На месторождении Тэдино преобладают жилы северо-восточных простираний, что хорошо согласуется с северо-восточной ориентировкой Слюдоваракской антиклинали. Однако влияние регионального направления складчатости и более мелких складок субмеридионального направления сказалось в том, что на этом месторождении выделяются еще и жилы субмеридионального и северо-западного простираний. Таким образом, устанавливается, что ориентировка преобладающих простираний пегматитовых жил зависит от особенностей складчатой структуры месторождения.

Мусковитоносность пегматитовых жил (особенно наиболее ценных в промышленном отношении) проявляет еще более четкую приуроченность к некоторым секторам простираний, чем распространенность пегматитовых жил вообще (см. таблицу). Жилы с значительными запасами мусковита простираются в определенных для каждого месторождения румбах, число которых ограничено. Это дает возможность рационально и обоснованно выбирать ориентировку разведочной сети.

Сектора распространения наиболее ценных в промышленном отношении жил на месторождениях, участках или геологических блоках этих месторождений одновременно являются и секторами распространения жил с определенными текстурно-минералогическими особенностями (Гродницкий, 1969).

Представляется, что изложенные данные позволяют прийти к следующим выводам.

1. Возникновение, раскрытие и заполнение пегматитовмещающих полостей гранитоидным расплавом (или растворами, активно преобразующими перетертые и раздробленные в зоне трещиноватости породы) проис-



Совмещенные схемы складчатых структур и роздиаграмм пегматитовых жил месторождений Тэдино (а), Карельский (б), Малиновая Варака (в) и Плотина (г) по материалам авторов, Е. П. Чуйкиной и Н. В. Горлова.

1 — розы-диаграммы пегматитовых жил (заштрихованное — промышленные жилы, незаштрихованное — непромышленные); 2 — шарниры антиклинальных складок и направление их погружения; 3 — границы литологических горизонтов и их стратиграфический индекс; 4 — элементы залегания сланцеватости.

ходило в период интенсивного складкообразования, но при наличии уже достаточно хрупких пород. Этот период характеризуется большим числом активных тектонических направлений, что нашло отражение в сложности рисунка складчатых структур месторождений и в большом разнообразии простираций пегматитовых жил.

2. Повторные подвижки в период затухания складкообразования приводили к омоложению трещиноватости в жилах мелкозернистого недифференцированного пегматита, к повторным частичным раскрытиям пегматитовмещающих полостей и к поступлению в них растворов, метасоматически преобразующих первоначальную породу в дифференцированный пегматит

и способствующих образованию мусковита. Этот период характеризуется небольшим числом активных тектонических направлений и существованием таких физико-химических и термодинамических условий во вмещающих и преобразуемых породах, которые были благоприятны для мусковитообразования.

Распространенность пегматитовых жил различных простираций

Месторождение	Число секторов простираций пегматитовых жил		
	всего	в том числе с мусковитоносными жилами	в том числе с промышленными жилами
Плотина	10	3	2
Малиновая Варака	17	7	3
Карельский	16	6	4
Тэдино	16	15	5

3. Установленные особенности распространения жил определенных простираций в связи с их мусковитоносностью, по нашему мнению, могут рассматриваться как косвенное доказательство неоднократно высказывавшегося ранее предположения об однофазности складкообразования различных направлений.

О. И. ВОЛОДИЧЕВ, В. В. ШИЦОВ

О МЕТАМОРФИЧЕСКОМ ФАКТОРЕ ФОРМИРОВАНИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ (РАЙОН ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ)

Для месторождений мусковитовых пегматитов давно была подмечена их закономерная приуроченность к породам определенной фации метаморфизма (А. Е. Ферсман, Д. С. Коржинский, Н. Г. Судовиков). В дальнейшем, при изучении геологии мусковитовых провинций, эти представления получили развитие и конкретизацию в работах Ю. М. Соколова, К. А. Шуркина, Г. Г. Родионова и др.: было установлено, что наиболее благоприятными для формирования мусковитовых пегматитов являются *P-T* условия амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Ю. М. Соколов (1970а) большую роль в образовании мусковитовых пегматитов отводит режиму давлений при метаморфизме, считая, что перспективными для их размещения являются комплексы, метаморфизованные в условиях умеренных давлений.

При изучении геологии и метаморфизма пород беломорского комплекса района центральной части Западного Беломорья получены данные, позволяющие оценить влияние метаморфического фактора на формирование мусковитовых пегматитов, установить верхние температурные пределы образования мусковита в пегматитах и вмещающих их глиноземистых гнейсах, а также наметить основные периоды проявления мусковитовых пегматитов в истории геологического развития района.

Формирование полиметаморфического беломорского комплекса проходило в три этапа (Володичев, 1972; Стенарь, 1972), региональный метаморфизм в основном соответствовал условиям высоких давлений (12—14 кбар) и средних температур (500—700° С). На раннем этапе были об-

разованы структуры северо-западного простирания, условия метаморфизма менялись от фации двушироксеновых гнейсов (по схеме фаций: Н. Л. Добрецов и др., 1970) в домигматитовый период до субфации дистен-ортоклазовых гнейсов в период мигматизации и высокотемпературного метасоматоза и субфации дистен-микроклиновых гнейсов в заключительный период. На втором этапе породы были смяты в складки с субширотной ориентировкой осевых плоскостей, интенсивность метаморфизма в районе была неравномерной — для большей площади она соответствовала субфации дистен-микроклиновых гнейсов и снижалась до фации дистен-мусковитовых гнейсов к концу этапа, но на некоторых участках (Юозеро, Верхнее Кумозеро и др.), по-видимому, для всего этапа был характерен метаморфизм фации дистен-мусковитовых гнейсов. На третьем этапе в ранний

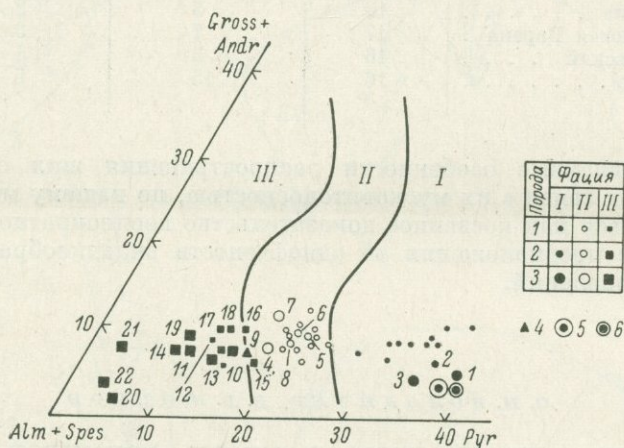


Диаграмма состава гранатов из пород беломорского комплекса.

Гранаты: 1 — из глиноземистых гнейсов, 2 — из гнейсов в экзоконтактах с жилами, 3 — из пегматитов и жильных гранитов, 4 — из дистен-гранат-биотитового гнейса с микроклином и мусковитом, 5, 6 — из пегматита (5) и вмещающего гнейса (6) гранулитовой фации Кольского полуострова (Никаноров, Михайлов, 1969); римскими цифрами обозначены гранаты из пород: I — дистен-ортоклазовой субфации, II — дистен-микроклиновой субфации, III — дистен-мусковитовой фации. Порядковые номера 1—12 соответствуют таковым в таблице, 13—22 — анализы гранатов из работы Г. П. Сафроновой (1968), точки без номеров — данные О. И. Володичева.

период породы беломорского комплекса подверглись складчатости и метаморфизму в основном в полосе, прилегающей к карелидам, и в пределах отдельных небольших зон на северо-востоке района (Пиземские озера). Метаморфизм в этот период соответствовал амфиболитовой фации умеренных давлений. В последующие периоды третьего этапа при складчатости северо-восточного и субмеридионального направлений эти условия метаморфизма сохранились в зоне сочленения беломорид и карелид, а на других участках породы испытали метаморфизм фации дистен-мусковитовых гнейсов.

На каждом этапе формировались комплексы гранитов и пегматитов. Для выявления условий их образования на разных этапах было проведено сопоставление парагенезисов, состава гранатов, а также степени триклинности и оптических свойств калиевого полевого шпата из насыщенных калием пород ряда: пегматит или гранит жильной формации — глиноземистый гнейс из экзоконтактовой зоны околосильного изменения — глиноземистый гнейс регионального метаморфизма соответствующего периода. Сопоставление показало на их большое сходство (см. таблицу и рисунок), что, очевидно, может свидетельствовать о близости условий образования этих групп пород.

Минеральный состав гранатов, их железистость, степень триклинности ($\Delta\rho$) и угол $2V$ сосуществующих калиевых полевых шпатов

Номер анализа	Гранат						Калиевый полевой шпат	
	пирроп	альмандин	спессартин	гроссуляр + андрадит	F	f	$\Delta\rho$	$-2V$
1	39.2	54.5	1.4	4.9	58.1	58.1	0.0	60—61
2	36.2	56.4	1.1	6.3	61.0	60.9	—	58—60
3	35.0	59.6	1.1	4.3	62.6	62.6	0.0	—
							0.58	
							0.85	
4	18.1	71.9	2.4	7.6	79.9	79.9	0.80	81—82
5	21.6	67.1	1.8	9.5	76.5	76.0	—	69—72
6	20.7	68.3	1.7	9.3	77.2	77.0	—	—
7	17.5	67.5	3.8	11.2	79.8	76.4	0.92	—
8	20.2	68.6	2.6	8.6	77.4	77.2	—	—
9	16.9	72.1	3.9	7.1	80.9	80.9	0.88	87—88
10	14.9	75.2	2.6	7.3	84.3	83.5	0.93—0.95	—
11	10.4	73.5	8.9	7.9	87.3	87.3	0.95	—
12	14.1	73.1	5.5	7.3	83.8	83.8	—	—

Примечание. 1—3 — субфация дистен-ортоклазовых гнейсов: 1 — 649-3а, аплитовидный гранит, губа Поньгома, 2 — 649-3, дистен-гранат-биотитовый гнейс с ортоклазом из экзоконтакта жилы, там же, 3 — В-117, пегматит, о-ва Солодушные луды, губа Поньгома; 4—8 — субфация дистен-микроклиновых гнейсов: 4 — В-57-8, пегматоидный дистен-микроклиновый гранит, губа Воньга, 5, 6 — В-629-1, В-629, дистен-гранат-биотитовый гнейс с микроклином (5) из экзоконтакта жилы гранитов, устье р. Куземы, 7 — Ш-А-69, пегматоидный гранит, оз. Заячье, 8 — Ш-Б-69, дистен-гранат-биотитовый гнейс из экзоконтакта, там же; 9 — 443-1, граница фаций дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов, дистен-гранат-биотитовый гнейс с микроклином и мусковитом; 10—12 — фация дистен-мусковитовых гнейсов: 10 — В-57-8а — микроклин-мусковитовый сланец, образовавшийся при разгнейсовании пегматоидного дистен-микроклинового гранита (обр. В-57-8), 11 — Ш-516-5, пегматит, Юлозеро, 12 — Ш-516-6, гранат-биотит-мусковитовый гнейс из экзоконтакта, там же.

Граниты и пегматиты первого этапа образовались в условиях субфации дистен-ортоклазовых гнейсов (гранулитовая фация). В этой группе изучались мелкозернистые ортоклазовые аплиты и пегматиты. Пегматиты, распространенные на Солодушных лудах в губе Поньгома, разгнейсованы и смяты в складки заключительного периода раннего этапа и при последующих деформациях. Моноклиновая и триклинная фазы калиевого полевого шпата (ан. 3), вероятно, отвечает первоначальному и перекристаллизованному при деформациях состоянию. В равновесном состоянии с калиевым полевым шпатом в пегматитах присутствует дистен. По температурным условиям они сопоставимы с пегматитами из лапландских гранулитов Кольского полуострова (Никаноров, Михайлов, 1969).

Образование пегматоидных гранитов второго этапа (район губы Поньгомы и оз. Заячьего) происходило в условиях субфации дистен-микроклиновых гнейсов (амфиболитовая фация). Для гранитов, гнейсов регионального метаморфизма и гнейсов из зон околжительного изменения характерен парагенезис дистен+микроклин. В районе Юлозера, где региональный метаморфизм этого периода соответствовал фации дистен-мусковитовых гнейсов (эпидот-амфиболитовая фация), формировались мусковитоносные пегматиты (ан. 11). Пегматиты разгнейсованы и смяты в складки заключительного периода второго этапа и при последующей складчатости северо-восточного направления.

Наиболее распространены пегматиты третьего этапа развития, формировавшиеся в период поздней субмеридиональной складчатости. Используя данные Г. П. Сафроновой (1968) по составу гранатов из эндоконтактных и внутренних зон пегматитов и из гнейсов в экзоконтактах с жилами, можно заключить, что образование мусковитоносных пегматитов третьего

этапа проходило в условиях, пограничных между фациями дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов и в условиях фации дистен-мусковитовых гнейсов (см. рисунок).

Верхняя температурная граница образования мусковита в гнейсах определяется условием равновесия $\text{Dist} + \text{KFsp} = \text{Mu} + \text{Qu}$ по парагенезису этих минералов (ан. 9). При высоких давлениях в отличие от равновесий с силлиманитом оно смещено в сторону более низких температур — 580—590° С (Володичев, 1972). Для определения верхней температурной границы образования мусковита в гранитах и пегматитах было проведено сравнение состава гранатов из неизмененного гранита, для которого характерен парагенезис дистен-микроклин (ан. 4) и из разгнейсованной разности этого гранита, в которой установлен парагенезис мусковит-микроклин (ан. 10). Относительно этих проб гранат из гнейса с парагенезисом дистен-микроклин-мусковит (ан. 9) занимает промежуточное положение, что свидетельствует о том, что и в гнейсах и в пегматитах верхняя температурная граница образования мусковита совпадает. Обзор имеющихся в литературе анализов состава гранатов из мусковитовых пегматитов Беломорья показывает, что среди них отсутствуют гранаты субфаций дистен-ортоклазовых и даже дистен-микроклиновых гнейсов. Этот факт, а также достаточно широко распространенное, хотя и не интенсивное проявление мигматизации в условиях фации дистен-мусковитовых гнейсов позволяет предполагать, что кристаллизация внешних зон пегматитов, возможно, происходила при условиях, пограничных между фациями дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов. Все это отличает мусковитовые пегматиты Беломорья от Мамского района (Соколов, 1970а). Не обсуждая вопрос о нижней границе образования мусковита в пегматитах, отметим только, учитывая близость условий регионального метаморфизма и образования пегматитов, что синхронный с формированием мусковитовых пегматитов региональный метаморфизм не достигал условий зеленосланцевой фации.

Таким образом, мусковитовые пегматиты Беломорья могли формироваться в любой период развития, характеризующийся условиями метаморфизма фации дистен-мусковитовых гнейсов (эпидот-амфиболитовой фации высоких давлений), но наиболее благоприятным является период поздней складчатости, при которой образуются складки или зоны разгнейсования субмеридионального направления, к которым пространственно тяготеют месторождения мусковита и керамического сырья. В районах, где проявлен метаморфизм амфиболитовой фации умеренных давлений, специализация меняется — здесь распространены пегматиты мусковит-редкометальной формации.

А. Н. НЕЕЛОВ

СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОРОД МАМСКОЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ ПОЛОСЫ В СВЯЗИ С ИХ МУСКОВИТОНОСНОСТЬЮ

Вопросы метаморфизма и структурной эволюции метаморфических образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий рассматриваются с разной степенью детальности в ряде работ (Неелов, 1957, 1973; Казаков, 1960; Великославинский и др., 1963, 1971; Салоп, 1967; Соколов, 1970а, и др.), тем не менее как выявилось при составлении карты метаморфических поясов юга Восточной Сибири (1968—1970 гг.), соотношения между слагающими эти области метаморфическими комплексами, их возраст и метаморфическая эволюция еще недостаточно охарактеризованы. Более того,

Схема структурного районирования

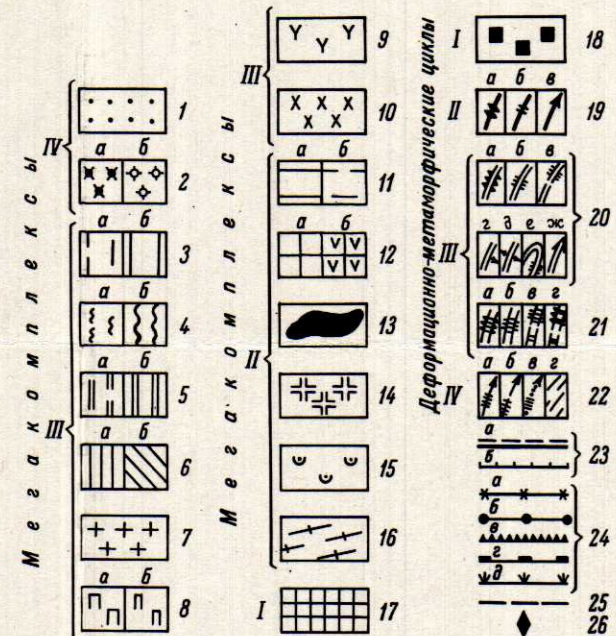
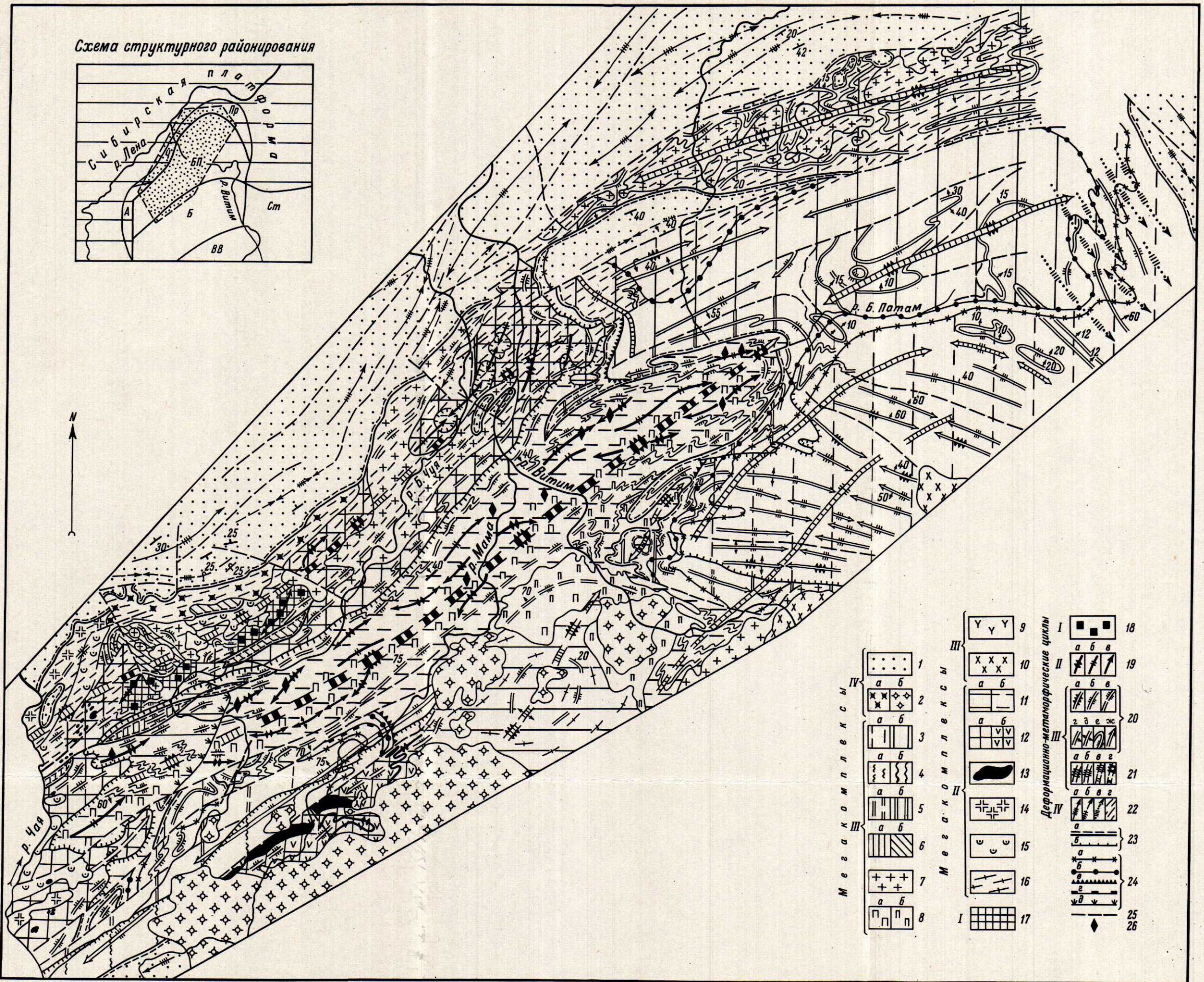
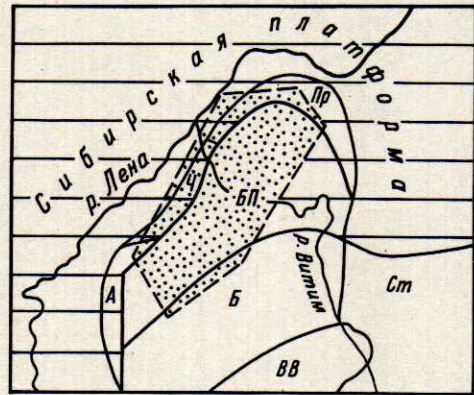


Схема структурно-метаморфической эволюции докембрийских образований Байкало-Патомского нагорья. Составил А. Н. Неелов с использованием материалов Мамской экспедиции ЛАГЕД АН СССР и ИГУ)

Мегакомплексы: четвертый (IV): 1 — орогенные и платформенные отложения, 2 — гранитоиды ирельского (а), конкудерского (б) комплексов; третий бодайбинский (III): 3 — сланцево-песчанниковые, 4 — осадочно-вулканогенные, 5 — известняково-сланцевые толщи (для 3—5: а — метаморфизованные в фации зеленых сланцев, б — в низкотемпературной амфиболитовой фации умеренных давлений), 6 — породы бодайбинского мегакомплекса в тектонических клиньях, метаморфизованные в низкотемпературной амфиболитовой фации (а — умеренных, б — низких давлений), 7—10 — plutонические породы: 7 — дометаморфические граниты, 8 — синметаморфические гранит-пегматиты и пегматиты, формирующиеся на поздних этапах деформаций F_3^2 (а), расланцованные и перекристаллизованные в области проявления купольных деформаций F_3^2 (б), 9 — постметаморфические ультраосновные породы, 10 — постметаморфические граниты; второй — чуйско-укучиктинско-мамский (II): 11 — мамская карбонатно-терригенная толща, первоначально метаморфизованная в силлиманит-биотит-альмандин-ортоклазово-альмандин-кианит-биотит-мусковитовой (а) субфации, 12 — вулканогенно-осадочная чуйско-укучиктинская (а) и осадочно-вулканогенная правомамская (б) толщи, первоначально метаморфизованные в высокотемпературных субфациях амфиболитовой фации, 13—15 — дометаморфические plutонические породы: 13 — раннекладчатые основные и ультраосновные интрузии, 14 — позднескладчатые гранитоиды, 15 — орогенные субэлювные гранитоиды, 16 — синметаморфические гранито-гнейсы, мигматиты; первый брамынский (I): 17 — участки распространения вулканогенно-осадочных пород, первоначально метоморфизованных в гранулитовой фации.

Деформационно-метаморфические циклы: 18 — реликты инфраструктур F_{1+2} брамынского мегакомплекса (I цикл); 19 — осевые плоскости инфраструктур F_{1+2} II цикла: антиформных (а), синформных (б), погружение шарниров (в); 20, 21 — структуры III цикла: 20 — осевые плоскости складок F_3^1 : антиклиниориев (а), синклиниориев (б), складок, наложенных на породы основания (в), наклонных (г), вертикальных (д), деформированных (е), погружение шарниров (ж); 21 — осевые плоскости главных складок F_3^2 антиформных (а), синформных (б) структур, наложенных на комплекс основания (в), антиформных структур с реликтами инфраструктуры F_{1+2} (г); 22 — структуры IV цикла: осевые плоскости антиклиниориев (а), синклиниориев (б), структуры, наложенные на комплекс основания (в), зоны бластомилонитов с биотитом, катаклазитов, милонитов (г); 23 — границы мегакомплексов (а), дометаморфические несогласия комплексов (б); 24 — изогорды регионального метаморфизма: биотита (а), альмандина (б), ставролита (в), кианита (г), силлиманита (д); 25 — разломы; 26 — месторождения мусковита. Схема структурного районирования. Периферические зоны платформы: А — Ачитканская, Ч — Чуйская, Пр — Приленская; складчатые системы: БП — Байкало-Патомская, Б — Варгузинская, ВВ — Верхне-Витимская, Ст — Становая. Контур с краской — район исследований.

с позиций новых структурных и структурно-метаморфических методов некоторые из этих вопросов получают несколько иное освещение. Основанием для такого заключения являются полевые работы, проведенные автором в 1971—1972 гг. в зоне сочленения Мамского и Бодайбинского синклиналиев (район гор Бодайбо и бассейны рек Тахтыги и Тахтыгана), а также повторное изучение первичных материалов тематических исследований ЛАГЕД АН СССР и геологосъемочных работ ИТГУ, выполненных в разные годы на территории рассматриваемых регионов. В результате этих исследований предлагается несколько иная схема расчленения докембрийских образований, уточняется последовательность их структурно-метаморфической эволюции, а также место и время становления мусковитовых пегматитов Мамской слюдоносной провинции.

Рассматриваемая территория относится к Байкало-Патомской складчатой системе, которая граничит с эпираннепротерозойской структурой фундамента Сибирской платформы, выступающей на поверхность в Аkitканской, Чуйской и Приленской зонах (Неелов, 1974). С юга к Байкало-Патомской складчатой системе примыкает по зонам разломов Баргузинская складчатая система.

Наиболее древние нижнеархейские образования (верхнеамалыкский комплекс), первоначально метаморфизованные в гранулитовой фации, обнажены в южной части Приленской зоны (Неелов и др., 1971). В последние годы они выделены и в Чуйской зоне, на правобережье р. Б. Чуи (Соколов, 1970а; Великославинский и др., 1971). Изучение первичных материалов показало, что породы гранулитовой фации (брамьинский комплекс), большей частью диафторированные в высокотемпературной амфиболитовой фации, распространены с перерывами от бассейна р. Чуйской Брамьи до р. Налимбды на юго-западе. К-Аг возраст коричневого амфибола из амфиболитов этого комплекса определен (ИГГД АН СССР) в 3000—3500 млн лет (образцы Б. В. Петрова). В рассматриваемых зонах породы брамьинского и верхнеамалыкского комплексов слагают нижний структурный этаж.

Второй структурный этаж, объединяющий породы чуйской, укучиктинской, мамской серий в Северо-Байкальском нагорье и нерпинской (по р. Нерпо) толщи в южной Привитимской части Патомского нагорья, сложен вулканогенно-терригенными и осадочными отложениями, метаморфизованными первоначально в фации альмандиновых амфиболитов. При этом, породы более молодой мамской серии отделены от укучиктинской (и, видимо, чуйской) серии дометаморфическим угловым несогласием, перерывом и внедрением интрузий основного состава и сложного комплекса кварцевых сиенито-диоритов — граносиенитов — сиенитов, фиксирующих орогенный этап развития этой территории перед отложением пород мамской серии.

Породы второго структурного этажа характеризуются региональным метаморфизмом в силлиманит-кианитовой фацальной серии. В современном эрозионном срезе отмечается повышение степени метаморфизма в юго-западном направлении с переходом через изограду силлиманита в районе большой излучины р. Б. Чуи (см. вклейку). Соответственно явления ультраметаморфизма и метаморфогенного гранитообразования к северо-востоку от изограды силлиманита проявлены локально (отдельные узкие зоны и небольшие купола гранито-гнейсов), а юго-западнее имеют региональное распространение, хотя значительная часть гранитоидов, объединенных на геологических картах с гранито-гнейсами, относится, как уже говорилось, к орогенным формациям, подвергшимся в мамское время деформациям и перекристаллизации в фации альмандиновых амфиболитов. В пределах Чуйской зоны образования второго структурного этажа (чуйский комплекс) также метаморфизованы в высокотемпературной субфации фации

альмандиновых амфиболитов, но здесь они большей частью еще не отделены от пород комплекса основания.

К третьему структурному этажу в Байкало-Патомской складчатой системе относятся отложения, слагающие Бодайбинский, Верхнемамский синклинии и более мелкие тектонические клинья, выявленные вдоль северо-западной границы складчатой системы. В Приленской зоне с ними коррелируются метаморфические породы и прорывающие их гранитоиды, слагающие ядерные части Тонодского антиклинория и верхний складчато-метаморфический комплекс Нечерского (Лонгдорского) антиклинория; в Чуйской зоне — метаморфические сланцы и гнейсы с андалузитом, выявленные в бассейне р. Чуйской Брамьи и других местах, а также метаморфизованные одновременно с ними гранитоиды «ничатского типа».

В современном эрозионном срезе породы третьего структурного этажа характеризуются неоднородным метаморфизмом, меняющимся в Бодайбинском и Мамском синклиниях от зеленосланцевой до биотит-ставролит-мусковит-кианитовой фации силлиманит-кианитовой фациальной серии. В юго-восточном борту Бодайбинского синклиनिया отмечаются условия промежуточной кианит-андалузит-ставролит-силлиманитовой фациальной серии (данные С. П. Кориковского). Наконец, в пределах Чуйской и, вероятно, Аkitканской зон — в условиях андалузит-силлиманитовой фациальной серии (Великославинский и др., 1971, а также данные Б. В. Петрова).

Полицикличность формирования рассматриваемого структурного этажа подчеркивается наличием дометаморфических несогласий, фиксируемых в Верхнемамском синклинии базальными конгломератами в основании вулканогенно-осадочной толщи, перекрывающими различные горизонты карбонатно-сланцевой толщи (Неелов, 1957). В Бодайбинском синклинии такое несогласие намечается в основании терригенных толщ, перекрывающих разные горизонты известково-сланцевой толщи, а местами непосредственно налегающие на породы комплекса основания. Наконец, в Тонодском антиклинории кевактинская толща прорвана гранитами, которые с несогласием перекрыты конгломератами (относимыми к тепторгинской серии) и вместе с ними расланцованы и метаморфизованы.

В Аkitканской, Чуйской и Приленской зонах распространены орогенные и платформенные образования, слагающие среднепротерозойский (акитканский), верхнепротерозойский (патомский, байкальский) и позднепротерозойский — палеозойский структурные этажи. Региональный метаморфизм для всех этих пород нехарактерен, хотя в зонах разломов они слагают тектонические клинья, интенсивно дислоцированы, а местами расланцованы и перекристаллизованы с появлением новообразованного биотита и в отдельных случаях (Даванская зона смятия) — амфибола.

Расчленение докембрийских образований на крупные мегакомплексы, слагающие структурные этажи рассматриваемых структурных зон, опирается на изучение их структурно-метаморфической эволюции, включающей четыре последовательно сменяющих друг друга деформационно-метаморфические цикла.

Структуры первого деформационно-метаморфического цикла, формирование которых завершилось в условиях регионального метаморфизма гранулитовой фации, по существу еще не изучены. В существенной мере переработанные поздние синформные и антиформные структуры нижнего этажа (F_1^{n+2}) в Чуйской зоне (брамьинский комплекс) имеют общую северо-восточную ориентировку, а в Приленской¹ (верхнеамальский комплекс) — субмеридиональную. На них накладываются все последующие этапы деформаций и регионального метаморфизма.

¹ За пределами приложенной схемы.

Полнее может быть охарактеризована эволюция складчатых структур второго деформационно-метаморфического цикла, последние этапы которого завершились в условиях высокотемпературного метаморфизма квинит-силлиманитовой фациальной серии. До отложения мамской серии породы укучуктинской и чуйской толщ испытывали складчатость геосинклинального типа, а позднее деформации орогенного этапа, сопровождавшиеся внедрением субщелочных интрузий. Следующий этап погружения и накопления флишеидных и карбонатных толщ мамской серии также завершился дометаморфической складчатостью и формированием жил, о чем можно судить по кварцевым и гранитным жилам, участвующим в первых из наблюдаемых здесь синметаморфических изоклинальных складках (F_2^{n+1}). Параллельно осевым плоскостям этих складок развивается кристаллизационная сланцеватость S_2^1 , мигматитовая полосчатость и ранние кварц-полевошпатовые и пегматитовые жилы (в верхних частях зоны ультраметаморфизма). В результате ряда последующих этапов деформаций, часть из которых фиксируется различными генерациями складок, были сформированы сложные синформные и антиформные структуры (F_2^{n+2}), сохранившиеся в областях наименее интенсивного проявления деформаций следующих циклов. К таким структурам относятся, вероятно, «центральная антиклинальная структура» в пределах Мамской кристаллической полосы (Неелов, 1957; Великославинский, 1972) и сопряженные с ней пологие «синклинальные структуры», а также «гранито-гнейсовые купола» (Великославинский и др., 1971).

Внедрение трещинных интрузий и постскладчатых даек гипабиссального облика гранитов, а также даек основных пород знаменует период длительной стабилизации и глубокой эрозии структур складчатых систем, сформировавшихся в течение второго деформационно-метаморфического цикла.

Начальные этапы третьего деформационно-метаморфического цикла, отделенные от предыдущего цикла периодом накопления толщ, слагающих третий структурный этаж, характеризуются неоднократным проявлением голоморфной складчатости, что фиксируется дометаморфическими несогласиями, разделяющими отдельные структурные ярусы (подэтажи). Складчатость верхнего яруса в Бодайбинском синклинории выражена системой сложных антиклиналей и синклиналей дугообразной формы, примыкающих с юга и запада к Приленской зоне. Некоторые из таких структур достигают 150 км в длину при ширине 50—60 км. Крылья их осложнены складками высших порядков. В центральной части синклинория оси складок имеют субширотное простирание, плавно изгибаясь на востоке до юго-восточного. В Верхнемамском синклинории развиты сильно сжатые и нередко опрокинутые на юго-восток изоклинальные складки меньших размеров (шириной 1.5—3 км). Ориентировка их северо-восточная. В гнейсовом фундаменте деформации этого этапа выражены зонами бластимилонитов северо-восточного простирания в пределах Мамской кристаллической полосы, субширотного — на стыке с Бодайбинским синклинорием и юго-восточного до южного — в пределах Нечерского антиклинория. Бластимилониты нередко смяты в сильно сжатые или изоклинальные складки (F_3^1), характеризуются наложенной сланцеватостью S_3^1 часто секущей или полностью уничтожающей сланцеватости S_2^1 и S_1^1 (второго и первого циклов).

В конечные этапы третьего цикла преобладают вертикальные блоковые движения, с которыми связано становление антиформных и синформных структур (F_3^2), приуроченных к областям повышенного метаморфизма на границе с гнейсовым фундаментом. Формирование таких структур распадается на ряд эпизодов, фиксируемых последовательными генерациями

складок, наблюдающихся как в породах третьего структурного этажа, так и комплекса основания.

В Байкало-Патомской складчатой системе деформации третьего цикла сопровождаются перекристаллизацией пород в условиях зонального метаморфизма кванит-силлиманитовой фациальной серии (или промежуточной по периферии Нечерского поднятия). В комплексе основания этот метаморфизм является наложенным и сопровождается высокотемпературным диафторезом. Степень метаморфизма достигает в областях развития «купольных структур» и в комплексе основания биотит-ставролит-мусковит-кванитовой субфации. В этих условиях одновременно с первыми этапами деформаций (F_3^1) происходит становление гранит-пегматитов и главной массы слюдоносных пегматитов, занимающих полости отслоения, трещины и ослабленные зоны в подвергающихся повторным деформациям и диафторезу сравнительно «жестких» породах комплекса основания. В юго-западной части складчатой системы в условиях более низкотемпературного наложенного метаморфизма (вероятно, андалузит-силлиманитовой фациальной серии) в этой же время формировались редкометалльные пегматиты (Мануйлова и др., 1964). В зонально-метаморфизованных отложениях третьего структурного этажа с этим этапом связано становление синскладчатых пегматитовых (с турмалином), кварц-полевошпатовых и особенно ширококварцевых жил. Последние образуют широкие пояса в зонах низкотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Все перечисленные выше жильные образования участвуют в деформациях второго этапа (F_3^2) и подвергаются интенсивному расщеплению, разлинзованию и перекристаллизации.

Развитие «купольных структур» (F_3^2) продолжалось и на поздних этапах «всплывания» складчатой системы, что сопровождалось дальнейшей деформацией изометаморфических поверхностей и местами низкотемпературным зональным регрессивным метаморфизмом, проявившемся не только в породах второго, но и третьего структурного этажа (среднее течение р. Мамы, бассейны р. Бодайбо и Тахтыги и другие районы).

Четвертый деформационно-метаморфический цикл охватывает длительный, распадающийся на ряд этапов период существенно глыбовых движений, с которыми связана последующая деформация изометаморфических поверхностей в породах третьего структурного этажа. Наиболее интенсивно деформации этого цикла (или циклов) проявились в краевых частях платформы в связи с формированием глыбово-складчатых структур акитканского и патомского комплексов. Они выражены здесь широкими зонами низкотемпературных (с биотитом) бластомилонитов, формированием тектонических клиньев, сложенных породами акитканского и патомского комплекса, а позднее — грабенов, выполненных платформенными осадками (венд—нижний палеозой). К еще более поздним деформациям этого цикла относятся линейные складки палеозойских отложений (включая силур) в периферической части платформы («рамочные складки»), связанные с разломами и надвигами, обусловленными периодическими воздыманиями Байкальской горной области.

Особый интерес представляют складчатые деформации изометаморфических поверхностей в восточной части Бодайбинского синклинория. Здесь изограды биотита и граната в породах бодайбинского комплекса в целом субконформны складчатым структурам патомской серии и наблюдается «согласное» (параллельное) залегание пород обеих серий при существовании резкого скачка в степени метаморфизма на границе между ними.

Разрывные нарушения с зонами катаклизмов отмечаются и во внутренних частях Байкало-Патомской складчатой системы, особенно вдоль ее южной границы. Так, в верхнем течении рек Мамы и Б. Чуи и в бассейне р. Тахтыги поздние разломы разделяют области «купольных» структур

(F_3^2) на блоки, в различной степени эродированные, что существенно затрудняет расшифровку первоначальных складчатых структур.

Заканчивая краткую характеристику тектоно-метаморфической эволюции региона следует подчеркнуть три основных момента.

1. Деформационно-метаморфический цикл объединяет тектонические и метаморфические процессы, связанные с формированием раннедокембрийских комплексов от начальных этапов складчатости до наиболее поздних деформаций стадии общей инверсии подвижной области.

На примере докембрийских комплексов (мегакомплексов), слагающих второй и третий структурные этажи Байкало-Патомской складчатой системы, можно видеть, что каждый из них включает два (а возможно, и больше) комплекса, объединяющих осадки, вулканиты и интрузии различной формационной принадлежности. Эти комплексы, соответствующие, вероятно, крупным геосинклинальным комплексам фанерозоя, разделены дометаморфическими несогласиями, перерывами и внедрением разнообразных интрузивных комплексов, включая орогенные. Тем самым фиксируется неоднократное проявление голоморфной складчатости на ранних этапах деформационно-метаморфических циклов. Деформации главной фазы цикла имели место при максимальных для каждого мегакомплекса *P-T* условиях регионального метаморфизма и завершились (с переходом к глубоким радиальным движениям) формированием пологих синформных и антиформных структур, проявляющихся преимущественно в зонах высокотемпературного метаморфизма на границе верхнего структурного этажа с комплексом основания. Дальнейшие деформации, сопровождающиеся регрессивными стадиями минералообразования, имеют локальное развитие и связаны большей частью с блоковыми подвижками. В глубоко эродированных монометаморфических поясах (Неелов и др., 1971) современными методами структурного анализа фиксируются большей частью только эти главные и завершающие этапы деформаций, соответствующие кульминационной и регрессивной стадиям регионального метаморфизма.

2. Породы мамской серии относятся ко второму структурному этажу. Они испытали существенные деформации и перекристаллизацию в течение третьего деформационно-метаморфического цикла, что сопровождалось формированием уникальных мусковитых месторождений Мамско-Чуйского района. В связи с этим такие месторождения вряд ли можно непосредственно связывать с прогрессивной зональностью кианит-силлиманитового типа. Важнейшую роль здесь играло формирование специфических по составу пород мамской серии и складчатых структур второго структурного этажа, а главное — структурное положение складчатого гнейсового основания в последующем третьем цикле. В рассматриваемом случае комплекс основания выступал в качестве относительно приподнятого блока, окруженного толщами, входящими в состав третьего структурного этажа. Для этих толщ характерна «крутая» (со сближенными изоградами) метаморфическая зональность, достигающая по периферии блоков фундамента биотит-ставролит-мусковит-кианитовой субфации.

В таких же условиях (благоприятных для формирования мусковитовых пегматитов) проходила и повторная перекристаллизация пород кристаллического основания. Подобные сложные по истории формирования метаморфические «овалы» или «носы», возникающие на границе гнейсового основания с перекрывающими зонально-метаморфизованными комплексами верхнего структурного этажа, представляются наиболее благоприятными для формирования некоторых метаморфогенных полезных ископаемых, так как в таких структурах наиболее полно реализуются рудообразующие возможности летучих компонентов метаморфогенного происхождения. В то же время надо иметь в виду, что в периферических частях таких «овалов», где формируются поздние «куполовидные» структуры (в данном

случае F_2^2), происходит существенное расщепление пегматитовых жил и «разубоживание» ранее сформированных месторождений.

3. Надежные изотопные датировки для привязки всех рассмотренных выше деформационно-метаморфических циклов к геохронологической шкале еще не получены (Геохронология. . . , 1968), но исходя из данных о последовательности геологических процессов и учитывая отдельные значения возраста вне зон омоложения (K-Ar возраст коричневого амфибола из амфиболита брамынского комплекса 3000—3500 млн лет — данные Б. В. Петрова, мусковита и амфибола из метаморфизованных гранитов, относящихся к третьему структурному этажу, — 1900—2000 млн лет — данные М. М. Мануйловой и Т. П. Ждановой), можно полагать, что три первых цикла имеют доакитканский возраст. Первый из них коррелируется, вероятно, с алданским, второй — со становым и третий — с удоканским деформационно-метаморфическими циклами, широко проявившимися на юге Восточной Сибири.

*С. А. РУДЕНКО, В. А. РОМАНОВ, В. Н. МОРАХОВСКИЙ,
Е. В. ТАРАСОВ, Г. А. ГАЛКИН, В. К. ДОРОХИН*

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МУСКОВИТОВЫХ ОБЪЕКТОВ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЙ МУСКОВИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТАНОВЛЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ

Определяющая роль явлений перекристаллизации и метасоматоза в формировании пегматитов различных формаций и в частности мусковитовосных пегматитов Северо-Байкальской провинции, подчеркивалась многими исследователями (Коржинский, 1937а; Заварицкий, 1947; Никитин, 1952, 1955, 1968; Руденко, 1952, 1965; Соколов, 1970а, и др.). Однако наиболее аргументированно гипотеза «постмагматического» образования пегматитов была разработана В. Д. Никитиным. Не повторяя доводов в ее пользу, попытаемся в схематической форме оценить особенности химизма главных стадий пегматитового процесса (табл. 1).

Стадия перекристаллизации, как правило, осложняется метасоматическими явлениями в малой степени, что свидетельствует о незначительной в целом изменчивости величины кислотности—щелочности растворов. Однако такие явления все же имеют место. К ним относятся вынос магния и железа при переработке исходных биотитовых гранитов в гранит-пегматиты¹ или графические пегматиты; вынос кальция в связи с уменьшением основности плагиоклаза по мере формирования более поздних зон пегматитовых тел; вынос калия при образовании в микроклиновых пегматитах кварц-мусковитового замещающего комплекса; некоторый привнос кремнезема при формировании кварцевых ядер. Это позволяет, казалось бы, рассматривать стадию перекристаллизации в целом, с точки зрения химизма, как кислотную стадию. Вместе с тем имеются некоторые основания и для ее расчленения, вытекающие из анализа особенностей строения последовательно образующихся пород пегматита. При этом следует учи-

¹ Термин «гранит-пегматиты» давно утвердился в литературе для обозначения весьма неравномернозернистых пегматоидных гранитов Северо-Байкальской провинции, заключающих реликты мелкозернистых гранитов (Сучков, 1964; Великославинский и др., 1963; Никити, 1968; Соколов, 1970а, и др.). Именно в таком смысле он применяется авторами в данной работе.

Основные стадии пегматитового процесса

Стадия, выделяемая по способу образования минералов	Стадия, выделяемая по особенностям химизма	Породы и минералы, образующиеся на разных стадиях
Существенной перекристаллизации	Ранняя щелочная	Ортотектиты, гранит-пегматиты и графические пегматиты
	Кислотная	Апографические породы и кварц-мусковитовый комплекс; блоковые и пегматоидные кварц-полевошпатовые породы и кварцевые ядра
Метасоматическая	Поздняя щелочная	Слюды (мусковит-II, биотит, литиевые слюды), альбититы, гранат, турмалин, редкометалльные и рудные минералы)
Свободной кристаллизации		Друзы кварца и флюорита; другие минералы полостей

тывать, что «в ходе процесса преобразования сказывается различная растворимость минералов. . . С различной растворимостью связана различная способность минералов к перекристаллизации» (Руденко, 1965, стр. 281). Так, при формировании пород пегматитов графической структуры полевые шпаты обладают большей способностью к перекристаллизации, чем кварц. Вместе с тем химизм растворов меняется при формировании пород апографической и пегматоидной структур, кварцевых ядер и осей, когда большей способностью к перекристаллизации обладает кварц. Такое изменение связано с усилением химической активности в растворах натрия по сравнению с калием (Никитин, 1949, 1952; Марин, 1972). На основании изложенного период образования ранних (особенно графических) пород пегматитов, протекающий в условиях повышенной активности более сильного основания (калия), следует отнести к ранней щелочной стадии (Руденко и Зуева, 1973). Тогда период образования слюд, редкометалльных и некоторых других метасоматических минералов, а также формирование хрусталеносных полостей относятся к поздней щелочной стадии (Шмакин, 1963).

Вспомним теперь, что становление пегматитов, равно как и закономерности размещения отдельных жил и пегматитовых полей в целом, определяется целым рядом факторов (магматическим, метаморфическим, тектоническим и др.), вследствие чего различные стадии процесса проявляются с разной интенсивностью, а в пределах отдельных пегматитовых полей формируются как рудоносные, так и безрудные пегматиты. Рассмотрим, главным образом на примере Северо-Байкальской провинции, влияние отдельных факторов детальнее.

Магматический фактор

При обсуждении роли магматического фактора не рассматриваются мелкие пегматитоподобные кварц-полевошпатовые (обычно кварц-плагиоклазовые) прожилки, возникающие чаще всего в результате метаморфической дифференциации вещества кристаллических сланцев и гнейсов. Прожилки этого типа являются типично метаморфогенными, а самое

главное, в силу малых размеров не представляют интереса в качестве концентраторов слюды — мусковита. Нами будут рассматриваться только гранит-пегматиты и пегматиты (как плагиоклаз-калиевополевошпатового, так и существенно плагиоклазового состава), образующие чаще всего достаточно крупные тела, отчетливо пересекающие метаморфогенные прожилки. Эти тела (точнее, слагавшие их исходные граниты) имеют магматическую природу. Так, в пределах провинции достаточно широко распространены пегматитовые тела, занимающие секущее положение по отношению к метаморфическим породам. При внедрении расплава в трещинные полости, при формировании таких тел, явно имел место «раздвиг» вмещающих пород, что устанавливается по смещению метаморфогенных согласно залегающих в гнейсах прожилков, когда эти гнейсы косо секутся пегматитовыми телами.

В залежах зоны так называемых обильных инъекций и в массивах гранит-пегматитов распространены повернутые ксенолиты метаморфических пород, а сами залежи составлены телами разной ориентировки, резко ограниченными от вмещающих пород. При этом не наблюдается явлений мобилизации лейкократовой части метаморфических пород. Гранит-пегматиты секут лейкократовые прослой, а слои и пачки метаморфических пород полностью сохраняют свою конституцию на значительном удалении от гранит-пегматитов.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что расплав возникал не *in situ*, а имело место его перемещение.

Возникает вопрос: на какой глубине зарождался расплав? Суммируя имеющиеся у нас наблюдения, можно утверждать, что амплитуда перемещения расплава была значительной. Так, в некоторых жилах имеются ксенолиты гнейсо-гранитов, вынесенные с глубины не менее 200 м (жила 165). Сложные по форме сетчатые (см. ниже) залежи гранит-пегматитов прослеживаются иногда на глубину не менее 500 м (например, в Мочикитском рудном поле). Наконец, расчет, выполненный исходя из величины погружения шарнира мамского синклинория на угол всего в 1° (величина явно заниженная), свидетельствует о том, что мамская толща вскрыта на глубину по крайней мере 5—8 км. Однако интрузивные тела гранит-пегматитов распространены и в самой нижней части толщи (юго-западная часть провинции), где обнажаются породы фундамента (Соколов, 1970а). И здесь мы не видим признаков мобилизации вещества метаморфических пород, а наблюдаем четкие инъекционные контакты гранит-пегматитов. По-видимому, мамская метаморфическая толща не являлась местом зарождения расплава. Расплав зарождался скорее всего в пределах кристаллического фундамента, а поскольку в гранит-пегматит (и собственно пегматит) переработаны залежи, находящиеся в юго-западной части провинции, то надо полагать, что и источник растворов был глубинным. По-видимому, следует допускать не только наличие глубинного теплового потока, обусловившего метаморфизм мамской толщи (Великославинский и др., 1963), но и наличие магматического очага (или очагов) на глубине.

Таким образом, тела гранитов (ныне гранит-пегматитов) являются аллохтонными образованиями.

Близкая картина, наблюдаемая в Карело-Кольском регионе, позволяет считать, что и здесь расплав зарождался не в породах беломорского комплекса, а среди кристаллического фундамента (Никаноров и др., 1971, Рыцк, 1972).

Возвращаясь к Северо-Байкальской провинции отметим, что гранитные массивы зоны обильных инъекций мы рассматриваем в качестве материнских гранитов, а продукты их переработки (гранит-пегматиты и пегматитовые зоны) относим к образованиям типа внутригранитных пегматитов.

Метаморфический фактор

Возможность образования палингенных магм в условиях амфиболитовой фации метаморфизма дала основание для выделения метаморфогенных гранитов и пегматитов.

Однако выше нами приводились аргументы в пользу того, что магматический очаг находился вне пределов мамской толщи. Добавим еще, что этот очаг продолжал генерировать магму и тогда, когда в мамской толще уже не имели места *P-T* условия, отвечающие амфиболитовой фации.

Не рассматривая мусковитоносные пегматиты в качестве метаморфогенных образований мамской толщи, мы вместе с тем метаморфический фактор (Соколов, 1970а) относим к числу важных факторов их формирования. Степень метаморфизма вмещающих пород в значительной мере определяет термический режим (остаточный температурный фон) становления пегматитов (Ферсман, 1940; Рыцк, 1969).

Литолого-стратиграфический фактор

Зависимость становления и размещения пегматитов от специфики вмещающей среды рассматривается обычно двояким образом. Во-первых, учитывается влияние химического и минерального состава вмещающих (боковых и подстилающих) пород и, во-вторых, — физико-механических свойств этих пород. Значение физико-механических свойств удобнее рассмотреть ниже в связи с обзором тектонических процессов. Поэтому обратимся к особенностям состава пород, сопоставляя мусковитоносные провинции разного типа.

Для Беломорской провинции типично наличие пространственно обособленных полос и толщ пород, различающихся по составу. Как показал В. Д. Никитин (1952, 1955), продуктивными в таком случае являются плагиогнейсы и высокоглиноземистые породы.

Характерной особенностью стратиграфического разреза метаморфической толщи Северо-Байкальской провинции является частое и значительно более тонкое переслаивание пород разного состава. Кроме того, здесь не распространены микроклиновые (непродуктивные по В. Д. Никитину) гнейсы. Последнее обстоятельство и наличие значительных количеств микроклина в пегматитовых жилах определяет оптимальное для образования мусковита содержание K_2O (Рыцк, 1969). Поэтому влияние химического состава различных пород мамской толщи на особенности мусковитообразования в пегматитах не является столь определяющим и выявляется труднее. Однако отметим все же, что особенно богатые мусковитом жилы часто приурочены к зоне контакта биотитовых гнейсов и дистенсодержащих пород.

Тектонический фактор

Формирование Северо-Байкальской провинции в структурно-тектоническом отношении в значительной мере определялось дифференциальными движениями блоков фундамента по глубинным расколам (Другов, 1966; Чесноков, 1971). Именно это обстоятельство определяет, в частности, неоднократное проявление разрывных нарушений блокового типа (блоковая дизъюнктивная тектоника).

Допегматитовая тектоника. Размещение в метаморфических породах различно ориентированных допегматитовых прожилков и зон существенно кварцевого, существенно гранатового, гранат-дистенсиллиманит-кварцевого состава и локально развитых биметасоматических образований (скарноидов) контролируется разрывными нарушениями заключительной стадии прогрессивного, а отчасти и начальной стадии ре-

грессивного метаморфизма. Более крупные разрывные нарушения этого времени определяют пространственное положение и становление зон древних метасоматитов и перекристаллизованных тектонитов, которые, например, на территории Согдиондонских месторождений имеют широкое развитие и неоднократно подновлялись.

Таким образом, к моменту внедрения магматических масс в пределах амаской толщи, помимо интенсивно проявленных процессов образования складчатых структур, достаточно широкое развитие получили зоны тектонических нарушений дизъюнктивного типа. Этот период характеризуется преимущественным развитием дислокаций северо-восточного простирания и является *этапом регионального сжатия*.

Затем происходило внедрение магматических расплавов, продуктом кристаллизации которых были исходные (для гранит-пегматитов) граниты. Пространственное положение тел гранитов (ныне обычно гранит-пегматитов) или их контактов с метаморфическими породами контролируется нарушениями северо-восточного, северо-западного, близгоризонтального, в меньшей мере меридионального и близширотного простираний. Период формирования основной массы тел гранитов характеризуется интенсивными постскладчатыми тектоническими движениями, особенности проявления которых находятся в тесной связи с физико-механическими свойствами метаморфических пород. В истории провинции он определяется как *этап регионального растяжения*.

Обратимся к данным, свидетельствующим об образовании полостей, заполненных гранитным материалом, в связи с разрывной тектоникой, наложенной на смятую в складки толщу (см. также: Никитин, 1952, 1968; Иванов 1959; Кремляков, 1962; Рыцк, 1965, и др.). Кратко они сводятся к следующему: 1) система гранит-пегматитовых тел имеет единую ориентировку в пределах всего региона; 2) в зоне одиночных жил тела гранит-пегматитов группируются в свиты, пересекающие под острым углом слоистость метаморфических пород; 3) в зоне обильных инъекций гранит-пегматиты образуют сетчатые залежи, составленные телами трех-четырёх положений пространственной ориентировки (эти тела сохраняют прямолинейную форму независимо от изменений в залегании вмещающих пород); 4) наиболее крупные поперечносекущие тела, протягиваясь на несколько сотен метров нередко значительно превышают по длине размеры складчатых сооружений; 5) статистический анализ ориентировки пегматитовых жил (296 замеров) показывает отсутствие приуроченности жил к складкам определенного типа или к каким-то одним элементам складок. Вместе с тем жилы встречаются в участках моноклинального залегания или оказываются приуроченными к явно выраженным линейным зонам тектонического расланцевания. Нахождение жил в местах развития складок характеризует, таким образом, лишь пространственную связь тех и других.

Имея в виду сказанное выше отметим, однако, что пространственное совмещение жил и складок иногда отражает и причинные связи. Во-первых, часть мелких складок возникает около жил, как возле жесткого упора. Маломощные апофизы жил при этом деформируются иногда вплоть до образования будин. Во-вторых, по свидетельству В. Н. Чеснокова и Ю. Е. Рыцка в метаморфической толще локально развиты складки, генетически связанные с постскладчатыми разрывами. Наконец, в-третьих, анизотропия толщи смятой в складки отчасти реализуется в постскладчатое время — время внедрения расплава, — что приводит к усложнению формы тел гранит-пегматитов.

Теперь обратимся к физико-механическим свойствам метаморфических пород. Насколько важна роль относительной пластичности (хрупкости) пород, видно из того, что этот признак являлся основополагающим при

построении классификации форм гранит-пегматитовых тел В. Д. Никитиным и другими исследователями. По мере увеличения хрупких свойств меняется форма тел и условия их залегания (согласные жилы сменяются секущими). Однако крупные секущие тела встречаются и в пластичных породах. Следовательно, форма и условия залегания тел определяются не только степенью пластичности пород, но и интенсивностью трещинной тектоники. Учет этих двух величин позволяет рационально подходить к изучению условий залегания и форм пегматитовых тел.

С другой стороны, размещение тел гранит-пегматитов зависит от анизотропии Мамской толщи. Наличие достаточно однородных мощных пачек пластичных или хрупких пород менее благоприятно для образования пегматитовмещающих полостей, чем частая перемежаемость слоев различных по составу и свойствам пород (Чесноков, 1966). Особенно благоприятны в этом отношении случаи наличия хрупкого пласта средней мощности, залегающего среди более пластичных пород (Рыцк, 1972).

Внутрипегматитовая тектоника. Тектонический режим на протяжении длительного периода течения процесса перекристаллизации исходных гранитов в значительной мере зависел от их физико-механических свойств, которые менялись по мере понижения температуры остывающих гранитов и охлаждения вмещающих пород.

При относительно высоких температурах формируются гранит-пегматиты. В это время в массе еще далеко не остывших гранитов, обладающих достаточно высокими пластичными свойствами под влиянием тектоники возникает система тонкой трещиноватости. Просачивающиеся по этой системе трещин маловязкие растворы вызывают перекристаллизацию гранитов в гранит-пегматиты. Сравнительно равномерное проявление этого процесса определяет сохранение в гранит-пегматитах лишь единичных реликтов исходных гранитов.

При более низких температурах граниты и гранит-пегматиты становятся более хрупкими, а растворы более вязкими. В это время формируются гораздо более локально развитые зоны собственно пегматитов в соответствии с локальным развитием зон тектонической трещиноватости. Ранее подобная смена режима при формировании пегматоидных пород и пегматитов была установлена в щелочных массивах (Руденко, 1965).

Зоны собственно пегматитов имеют в телах гранит-пегматитов определенную пространственную ориентировку, как правило, не зависящую от положения контактов этих тел с метаморфическими породами.² Эта ориентировка различна. В. Д. Никитин особенно подчеркивал весьма устойчивое для всего региона субмеридиональное направление

Пространственная ориентировка отдельных метакристаллов слюд также контролируется положением тектонических трещин — проводников постмагматических растворов (Соколов, 1959а; Тюрин, 1967; Мораховский и Галкин, 1974; Романов, 1972; Рыцк, 1972).

Серии сравнительно мелких сближенных слюдоносных зон, развитых в мощных телах пегматитов или в близко расположенных пегматитовых жилах малой мощности, могут образовать участок с промышленным содержанием мусковита и достаточно высокими его запасами. Такие участки названы нами геолого-промышленными блоками.

Определенные закономерности выявляются также и в масштабе региона в целом. Слюдоносные зоны здесь концентрируются в виде полос преимущественно субмеридионального и северо-восточного (косопересекающего линию простирания метаморфических пород), реже северо-западного направлений. Внутри полос гранит-пегматиты наиболее интенсивно перекри-

² Исключением являются одиночные сравнительно маломощные жилы.

Геолого-промышленные типы гранитных пегматитов

(составлено С. А. Руденко)

Формации пегматитов	Субформации пегматитов		Тип пегматита, возникающий в зависимости от особенностей внутрирудной тектоники и влияния вмещающих пород	Месторождения и рудопроявления	Геологическая обстановка		
					материнские граниты	глубина формирования	фашия метаморфизма вмещающих пород
возникающие в зависимости от <i>P-T</i> условий среды (метаморфический фактор), геохимических особенностей очага расплавов и растворов (магматический фактор) и особенностей внутрипегматитовой тектоники.							
	Керамическая		Керамический	Месторождения керамического сырья; рудопроявления U—TR	Нормальные биотитовые (?); лейкократовые и аляскитовые	Весьма большая	Гранулитовая, амфиболитовая (силлиманит-альмандиновая субфашия)
	Слюдоносная		Безрудный (керамический) Мушковитовый	Месторождения мусковита, керамического сырья; U—TR и Be рудопроявления	Нормальные биотитовые (?); лейкократовые и аляскитовые	Большая	Амфиболитовая (преимущественно дистен-альмандиновая субфашия)
Редкометалльная	Бериллиевая		Безрудный (керамический) Рудоносный — Be, Ta, Nb, (Sn)	Месторождения Be с сопутным Ta и Nb; месторождения керамического сырья	Лейкократовые и аляскитовые	Средняя; редко малая	Амфиболитовая (ставролит-альмандиновая субфашия), эпидот-амфиболитовая, зеленых сланцев
	Литиевых пегматитов	Поллунитовая (литиево-цезиевая)	Безрудный (керамический) Рудоносный — Ta, Cs, Be, Li, Rb, (Sn)	Комплексные месторождения Be, Li, Cs, Ta и Rb; месторождения керамического сырья	Фтор-литиевые		

Таблица 2 (продолжение)

Формации пегматов	Субформации пегматов		Тип пегматита, возникающий в зависимости от особенностей внутрирудной тектоники и влияния вмещающих пород	Месторождения и рудопроявления	Геологическая обстановка		
					материнские граниты	глубина формирования	фацция метаморфизма вмещающих пород
возникающие в зависимости от <i>P-T</i> условий среды (метаморфический фактор), геохимических особенностей очага расплава и растворов (магматический фактор) и особенностей внутрипегматитовой тектоники							
Редкометалльная	Литиевых пегматов	Сподуменовая (литиевая)	Безрудный (керамический)	Комплексные месторождения Li, Ta, Be, (Nb); месторождения керамического сырья	Фтор-литиевые	Средняя; редко малая	Амфиболитовая (ставролит-альмандиновая субфацция), эпидот-амфиболитовая, зеленых сланцев
			Рудоносный — Li, Be, Ta, Nb, (Sn)				
	Лепидолитовая (фторлитиевая)	Рудоносный — Li, Ta, Be, (Sn)	Мелкие месторождения Ta, Li, Cs и Be				
	Редкоземельная	Безрудный (керамический)	Мелкие месторождения TR и Nb; месторождения керамического сырья	Щелочные			
Рудоносный — TR, U, Th, Nb							
Хрусталеносная			Бесполостной (керамический)	Месторождения горного хрусталя и керамического сырья	Лейкократовые и аляскитовые	Средняя; чаще малая	Амфиболитовая (ставролит-альмандиновая субфацция), эпидот-амфиболитовая, зеленых сланцев
			Бесполостной (с порфиробластами кварца)				
			С полостями Мурзинского типа				
			С полостями Светлинского (Казахстанского) типа				

Примечание. Последовательное перечисление субформаций редкометалльных пегматов (сверху вниз) не означает (за исключением литиевых пегматов) последовательное уменьшение глубины их формирования. К материнским здесь относятся граниты, геохимически близкие пегматитам, что обусловлено, по-видимому, наличием общего для тех и других магматического очага. Таким образом, тесная пространственная связь пегматов с материнскими интрузиями не всегда обязательна.

сталлизованы и тектонически проработаны в постпегматовый период, а во вмещающих породах широко проявлены процессы мусковитизации.

Отдельные различно ориентированные полосы сочленяются, образуя единую сеть слюдоносных полос.

Наконец, в пределах больших площадей, выявляется определенный «шаг» между мусковитовыми объектами крупного размера (см. наст. сб., стр. 191).

Итак, устанавливается, что особенности размещения гранит-пегматитов, пегматитовых зон и слюдоносных объектов отражают пространственное положение неоднократно возникавших в мамской толще разрывных нарушений, связанных с тектоническими движениями блокового типа.

Тектонический режим периодов формирования гранит-пегматитов, пегматитовых и слюдоносных зон характеризуется резким преобладанием условий сжатия. Однако последние чередуются с периодами растяжения, что фиксируется по наличию внутрипегматитовых даек гранит-аплитов.

Подведем некоторые итоги изложенного выше.

В прямой связи с рассмотренными нами особенностями пространственного положения, размеров и формы мусковитовых объектов находится выбор направления и методики поисково-разведочных работ.

Вместе с тем приведенные выше данные о генезисе слюдоносных пегматитов и особенно о значимости различных факторов, определяющих их становление, в совокупности с материалами, в которых освещены вопросы геологии и генезиса пегматитов других формаций (Гинзбург, Родионов, 1960; Никитин и др., 1967; Бескин, Эфрос, 1969; Соколов, 1970а; Кузьменко и др., 1971; Бескин, Марин, 1972, 1973; Руденко, Зуева, 1973, и мн. др.) дают основу для выделения геолого-промышленных типов гранитных пегматитов (табл. 2).

В. И. ЧЕШОКОВ

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ В МАМСКОМ МУСКОВИТОВОМ РАЙОНЕ

Мамское поле мусковитовых пегматитов объединяет десятки тысяч пегматитовых тел, залегающих в глубокометаморфизованных породах мамской подсерии патомской серии верхнего протерозоя (Таевский, Таевская, 1961). Гнейсы и кристаллические сланцы, вмещающие пегматиты, первично осадочного происхождения. Они заполняют узкий протяженный прогиб, известный в литературе как Мамский синклиниорий. Основание прогиба сложено интенсивно метаморфизованными, гранитизированными и мигматизированными вулканогенно-терригенными нижнепротерозойскими и среднепротерозойскими отложениями и раздроблено крупными разломами трех направлений: северо-восточного, субмеридионального и субширотного (Другов, 1966; Никулин, 1967).

Мамская карбонатно-терригенная толща имеет мощность 4—6 км. Она сложена хорошо рассланцованными кристаллическими гнейсами, мраморами, кварцитами. Средний состав толщи: слюдяные и амфиболсодержащие плагиогнейсы и сланцы (50%); мраморы, известковые кварцсодержащие породы и скарноиды (20%); дистенсодержащие гнейсы и сланцы (20%); кварциты и слюдяные кварциты (10%). Пласты этих пород закономерно чередуются и ритмично-циклически многократно повторяются в разрезе с преобладанием в разных ритмах то одной, то другой петрографической группы горных пород (Завалишин, Львова, 1954; Леонтьев, 1971). Верхние горизонты осадочной толщи характеризуются повышенной карбонатностью, а нижние — кремнистостью.

Геологическая структура пегматитового поля сложная и многоплановая. Она сформировалась в каледонскую эпоху тектогенеза (Великославинский и др., 1963). Первоначально под действием сил тангенциального сжатия юго-восточного — северо-западного направления осадочная толща подверглась складчатым деформациям линейного типа. Образовались прямые и наклонные линейные складки и брахискладки северо-восточного простирания. Наиболее крупные из них имеют длину 20—30 км и ширину 2—5 км. По мере вовлечения в складчатость все более глубоких горизонтов толщи возникли подвижки по разломам в породах фундамента и в вышележащих породах образовались крупные надразломные флексуобразные изгибы субширотного и субмеридионального направлений. Протяженность флексур 10—40 км, ширина смыкающих крыльев в плане 2—7 км. В кульминационную стадию линейной складчатости в центральной, приосевой зоне Мамского синклинория образовалось крупное антиклинальное поднятие. Как и поперечные флексуры, это поднятие связано с движениями блоков фундамента и представляет собой складку облекания над одним из выдвинутых вверх блоком, имеющим, по-видимому, форму суживающегося к низу клина. Центральное антиклинальное поднятие впервые детально описано Д. А. Великославинским, А. Н. Казаковым и Ю. М. Соколовым (1963), а позднее — Ю. И. Сычевым (1967). Эта структура прослеживается в северо-восточном направлении на расстояние более 100 км. Ширина поднятия в районе р. Мочикит 10—12 км, а на р. Камниге — 4—5 км. Юго-западная часть структуры до р. Согдиондон имеет форму коробчатой антиклинали, а далее на северо-восток — асимметричной антиклинальной складки, опрокинутой на северо-запад. В сводовой части поднятия развиты прямые линейные и брахискладки, представляющие собой реликтовые формы начальной стадии северо-восточной складчатости. Крылья антиклинального поднятия смыкаются с узкими глубокими синклиналями, окаймляющими поднятие с обеих сторон. Ядра и примыкающие к поднятию крылья синклиналей нарушены протяженными крутопадающими разломами и зонами дробления северо-восточного простирания.

В связи с поднятием центральной части толщи линейные складки на крыльях Мамского синклинория были сильно пережаты с образованием изоклинальных форм и опрокинуты в противоположные от поднятия стороны (Семененко, 1948; Великославинский и др., 1963). В зонах наиболее интенсивной изоклинальной складчатости образовались протяженные (длиной до 50—100 км) тектонические нарушения в виде малоамплитудных чешуйчатых надвигов и взбросов.

Дальнейшее развитие структуры пегматитового поля связано с качественно новой тектонической обстановкой и сменой направления действующих сил. Силы тангенциального сжатия изменили направление на меридиональное. Переориентировка векторов действующих сил могла быть обусловлена началом развития субширотных складчатых дислокаций в соседней Бодайбинской геосинклинальной зоне. Перерыва после образования северо-восточных складчатых и разрывных структур и началом новых тектонических дислокаций достоверно не установлено. Если такой перерыв был, то очень непродолжительный.

В слоистой, гофрированной линейными складками анизотропной мамской толще вектор сил субмеридионального сжатия распался на две составляющие: нормальную и касательную к слоистости (сланцеватости) метаморфических пород. Нормальная составляющая вызвала дальнейшие деформации линейных складок, развитие будинаж-структур и поперечных трещин отрыва в пластах относительно хрупких пород. Под действием сил, направленных касательно к линейным структурам, в кристаллической толще возникли сдвиговые дислокации и послойное дифференциальное течение и скольжение горных пород. В процессе этих движений усложни-

лось строение поперечных надразломных флексур, образовались поперечные складки и левосторонние сдвиги и взбросо-сдвиги северо-восточного простирания. Наибольшее развитие эти структуры получили в зоне изоклинальной складчатости на пологом северо-западном крыле Мамского синклинория.

Поперечная складчатость представляет собой сдвиговую складчатость волочения и выражается в виде более или менее отчетливых изгибов, осложняющих линейные складки северо-восточного простирания. Эти изгибы представлены наклонными асимметричными синклиналями и антиклиналями и флексуобразными складками с размахом крыльев от сотен метров до 2—3 км. Они осложнены более мелкими складками с амплитудой от нескольких дециметров до 5—20 м. Шарниры складок погружаются на восток и юго-восток; в таком же направлении ориентированы линейность и сланцеватость гнейсов.

Сдвиги и взбросо-сдвиги прослеживаются субсогласно со сланцеватостью метаморфических пород на расстоянии до 10—15 км и оперяются системами трещин и разломов субмеридионального направления. Горные породы в зонах нарушений интенсивно рассланцованы, мусковитизированы и окварцованы. Мощность измененных пород от долей метра до нескольких десятков и сотен метров. Ряд таких зон расланцевания в районе р. Малой Северной описал И. И. Кремляков (1966), а на Согдиондоне — Г. В. Иванов (1971).

Каледонская орогения в Мамском районе завершилась снятием тектонических напряжений и разгрузкой толщи. В условиях разгрузки образовались дизъюнктивные нарушения типа сбросов и трещин растяжения трех основных направлений: северо-восточного, субмеридионального и северо-западного. Эти трещины иногда заполнены послепегматитовыми жилами кварца и дайками конкудеро-мамаканских палеозойских гранитов.

Одновременно с формированием геологической структуры пегматитового поля происходили глубокие метаморфические преобразования горных пород. Связь орогении и регионального метаморфизма выражается в соподчиненности метаморфической зональности и тектонического строения района, а также в закономерной ориентировке тектонических элементов метаморфических пород относительно складчатых форм.

Главная причина метаморфизма — воздействие интенсивного теплового потока по тектонически активной зоне в осевой части Мамского синклинория (Великославинский и др., 1963). В обе стороны от зоны повышенной тепловой проводимости, совпадающей с областью Центрального антиклинального поднятия, возникла правильная метаморфическая зональность с последовательной сменой зон амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Границы зон следуют в целом по простиранию кристаллической толщи и только на юго-востоке в районе р. Олонгро и на водоразделе рек Мамы и Витима они разворачиваются поперек толщи сначала в широтном, а затем в меридиональном направлениях. Нарушение конформности метаморфических зон относительно линейных складчатых форм обусловлено влиянием крупных надразломных поперечных флексур (Согдиондонской и Красноречинской).

Максимальная температура метаморфизма мамской толщи оценивается от 650 до 750° С (Карпов, 1965б; Соколов, 1970а). Максимум температуры, по-видимому, совпадал со временем перестройки плана тектонических деформаций, когда по обновленным и вновь возникшим разломам и зонам трещиноватости в кристаллическую толщу поступали новые порции горячих глубинных растворов, принешие дополнительные запасы тепловой энергии. Еще более сложные, волнообразные колебания испытала при метаморфизме величина общего давления и прежде всего за счет изменений

направленного тектонического давления. Соответственно двум этапам складчатости величина общего давления в мамской толще испытала два подъема и падения. Максимальные значения общего давления достигали 6—8 кбар (Карпов, 1965б; Макагон, 1971).

Эволюция термодинамических условий метаморфизма сопровождалась изменениями состава и свойств сквозьмагматических растворов. Источником растворов служили сами метаморфические породы, залегающие в глубоких зонах высоких ступеней метаморфизма (Соколов и др., 1965). Водная основа растворов образовалась в результате дегидратации гидроксилсодержащих минералов. По порам и трещинам горных пород отделяющиеся из метапород растворы широким фронтом медленно двигались в сторону понижающегося температурного градиента (Файф и др., 1962). О составе этих растворов можно судить по балансу главных петрогенных компонентов горных пород из разных зон метаморфизма. Такие сопоставления были проведены Д. А. Великославинским (1966), Г. М. Друговым, Г. И. Леонтьевым (1968), С. М. Алешиним и И. К. Карповым (Алешин и др., 1968). Было установлено, что с нарастанием степени метаморфизма в метапородах уменьшаются содержания K_2O , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и свободного кремнезема и возрастают или остаются неизменными содержания CaO , Na_2O , FeO , MgO . В перераспределении указанных компонентов, по-видимому, значительную роль играли сквозьмагматические растворы, а если учесть направление их движения в сторону более низкотемпературных зон, то следует предположить, что наиболее активными компонентами растворов в начале были CaO , Na_2O , FeO , MgO , а позднее K_2O , Al_2O_3 (?), Fe_2O_3 и свободный кремнезем. Такой вывод подтверждается геологическими наблюдениями метасоматических замещений в метапородах и в пегматитах. Максимальная активность первой группы компонентов проявилась в этап линейной северо-восточной складчатости, а второй группы — в этап субмеридионального сжатия толщи и образования поперечной сдвиговой складчатости.

Границы Мамского пегматитового поля, которое в виде полосы шириной 20—35 км прослеживается в северо-восточном направлении на расстояние более 300 км, четко контролируются областью амфиболитовой фации метаморфизма. При этом пегматиты, содержащие крупнокристаллический мусковит, локализуются в зоне дистен-альмандиновой субфации, а в зоне силлиманит-альмандиновой субфации залегают бесслюдные пегматиты (Соколов, 1959б). Региональная минеральная зональность пегматитового поля имеет участковый характер, подчиненный метаморфизму, тектонике и составу вмещающих пород, и ни каким образом не связана ни с одним из известных в районе массивов гранитов (Чесноков и др., 1966; Завалишин, Чесноков, 1971).

На основе исследований региональной зональности пегматитового поля, изучения последовательности процессов замещений в пегматитах, наблюдений пересечения пегматитовых тел разного минерального состава и строения и положения их в разновозрастных складчатых и разрывных структурах мамские пегматиты разделены нами на три генетические группы: 1) неизменные метаморфические пегматиты или метапегматиты; 2) измененные метапегматиты; 3) метамагматические пегматиты.

Наиболее древние образования — метапегматиты. Эти пегматиты служили исходным материалом при образовании всех пегматитов второй группы и значительной части третьей (см. таблицу).

Первичные неизменные метапегматиты представлены крупными и гигантскими залежами мелкозернистых полосчатых пегматитов (гнейсопегматитов) и небольшими телами среднезернистых линзовидно-полосчатых бластопегматитов. На долю гнейсопегматитов приходится около 60%,

Мамские метаморфогенные пегматиты (генетическая классификация)

Минерально-парагенетические классы	Генетические		
	группы	типы	разновидности
Плаггиоклазовые пегматиты — пегматиты этапа линейной северо-восточной складчатости	Первичные неизмененные метаморфические пегматиты (метапегматиты)	Гнейсо-пегматиты	
		Бласто-пегматиты	
	Измененные метапегматиты	Перекристаллизованные метапегматиты	Перекристаллизованные метапегматиты без кварц-мусковитового замещения
		Микроклинизированные плаггиоклазовые пегматиты	Перекристаллизованные метапегматиты с кварц-мусковитовым замещением
Магматические пегматиты	Анатектические пегматиты (продукты частичного плавления метапегматитов)	Микроклинизированные гнейсо-пегматиты	Микроклинизированные гнейсо-пегматиты
		Микроклинизированные бластопегматиты	Микроклинизированные бластопегматиты
		Перекристаллизованные и микроклинизированные метапегматиты	Перекристаллизованные и микроклинизированные метапегматиты
Калиеполющитовые пегматиты — пегматиты этапа субмеридионального сжатия и наложенной поперечной складчатости	Анатектические пегматитоподобные граниты (продукты частичного плавления гнейсов, гранито-гнейсов в нижних горизонтах мамской толщи и фундаменте)	Перемещенные пегматиты	Перемещенные пегматиты
		Неперемещенные дифференцированные пегматиты	Неперемещенные дифференцированные пегматиты
		Неперемещенные недифференцированные пегматиты	Неперемещенные недифференцированные пегматиты

а бласто-пегматитов 3—5% общего количества пегматитов в Мамском районе.

Пластовые и седловидные тела гнейсо-пегматитов залегают в ядрах антиклиналей северо-восточного простирания, в крыльях поперечных надразломных флексур, в своде Центрального антиклинального поднятия и в других купольных структурах первого этапа складчатости. В отдельных участках толщи этими пегматитами сложено 70—80% объема пород, однако признаков раздвига боковых пород не наблюдается. Минеральный состав гнейсо-пегматитов: плаггиоклаз №№ 20—35, кварц, биотит и реже мусковит. В небольшом количестве иногда присутствует микроклин, и чем выше его содержание, тем меньше в пегматите биотита и мусковита. Тектурно-структурные особенности гнейсо-пегматитов, близость минераль-

ного состава к составу вмещающих пород и другие признаки указывают, что они образовались на месте метапород в процессе метаморфической дифференциации плагиогнейсов и сланцев (Завалишин, Чесноков, 1960; Великославинский и др., 1963; Шмакин, 1967). Метаморфическая дифференциация осуществлялась при участии сквозьмагматических кальций-натровых растворов, скапливающихся в купольных элементах складок. Залегающие в кровле зон пегматитообразования пласты мраморов и плотных дистенсодержащих гнейсов выполняли роль экранов. Под этими экранами растворы находились в застойном состоянии и были насыщены всеми компонентами окружающих пород. В этих условиях процессы замещения в гнейсо-пегматитах не развивались.

Линзовидные тела бласто-пегматитов залегают в зонах интенсивного рассланцевания и послойного скольжения и небольших чешуйчатых сдвигов в крыльях линейных складок изгиба. Они являются продуктами метаморфической сегрегации кварц-полевошпатового материала метапород в слабых потоках кальций-натровых сквозьмагматических растворов, движение которых ограничивалось пределами зон рассланцевания и скольжения. Растворы не имели глубоких питающих корней, вследствие чего их состав был близок к равновесному с окружающими породами. В тех участках зон рассланцевания, где равновесие нарушалось (преимущественно в пластах дистенсодержащих гнейсов), одновременно с сегрегацией метапород развивались процессы перекристаллизации, а частично и замещения. Бласто-пегматиты сложены плагиоклазом №№ 15—30, кварцем, мусковитом, редко биотитом и имеют мелко- и среднеблоковое строение с псевдографическими срастаниями кварца и плагиоклаза (диабластические пегматиты по: Соколов, 1970а). Тела бласто-пегматитов, образование которых сопровождалось процессами перекристаллизации и замещения, обильно насыщены мусковитом (до 10—30%) и служат иногда объектами эксплуатации: жилы №№ 613 — Козыревский, 66—61 — Чулой, 151, 200 — Олений и др.

В группе измененных метапегматитов выделяется два генетических типа жил, различающихся минеральным составом и временем образования. Первый тип представлен протяженными линейными зонами перекристаллизованных метапегматитов. ими сложено более 10% пегматитов Мамского района. Местоположение пегматитов контролируется крупными разломами и зонами дробления в ядрах и крыльях линейных синклиналей, обрамляющих Центральное антиклинальное поднятие, а также надвигами и взбросами в зонах изоклинальных складок на крыльях Мамского синклинория. Указанные разрывные нарушения образовались в заключительную стадию северо-восточной складчатости. Они имеют глубокое заложение и служили каналами для восходящих струй кальций-натровых сквозьмагматических растворов. Тела гнейсо-пегматитов и бласто-пегматитов, оказавшиеся на пути этих струй, подверглись интенсивной перекристаллизации и частично кварц-мусковитовому замещению. На месте переработанных метаморфических пегматитов образовались зоны средне- и крупноблоковых пегматитов, сложенных плагиоклазом №№ 10—30, кварцем, биотитом. В участках замещения присутствует мусковит. В качестве аксессуарных минералов встречается апатит и реже ортит. Биотит образует крупные и гигантские лейсты длиной 1—2 м и более. С перекристаллизованными метапегматитами связано так называемое трещинное промышленное ослюденение: жилы №№ 289 — Мочикит, 43 — Дальний, 6 — Н. Деревня, 9, 10 — Могучий.

Там, где интенсивные струи сквозьмагматических кальций-натровых растворов шли по зонам раздробленных и трещиноватых гнейсов и сланцев, на месте последних образовались залежи крупно- и среднечешуйчатых гранат-биотитовых, амфибол-биотитовых и биотитовых метасоматических гнейсов с характерным смоляно-черным биотитом (Кочнев и др., 1968).

Пластовые тела этих пород мощностью 10—400 м и длиной более 100 км приурочены к зоне надвигов в северо-западном крыле Мамского синклиналия и к крутопадающим разломам в крыльях Центрального антиклинального поднятия. Химический состав метасоматитов отличается от парагнейсов более высокими содержаниями магнезии и закиси железа.

Рассмотренные выше первичные неизменные, а также перекристаллизованные метапегматиты относятся к классу плагиоклазовых пегматитов, структурное положение которых контролируется складками и разломами этапа линейной северо-восточной складчатости.

Второй генетический тип измененных метапегматитов — микроклинизированные плагиоклазовые пегматиты — относится к классу калиевополевошпатовых пегматитов. Они образовались в качественно новых физико-химических условиях, связанных с возникновением и развитием нового плана тектонических дислокаций и изменениями состава сквозьмагматических растворов.

Смена активности щелочей в сквозьмагматических растворах ($\text{Na} \rightarrow \text{K}$) — наиболее важный этап в петрохимической эволюции горных пород Мамского района. Обогащение растворов калием могло осуществляться в зонах ультраметаморфизма в нижних горизонтах мамской толщи в породах фундамента, где развивались процессы инконгруентного плавления биотита и мусковита с образованием силлиманита (и кордиерита) и высвобождением калия и воды (Платец, 1967).

Просачиваясь через вышележащие горные породы обогащенные калием растворы производили в них метасоматические изменения и частичную перекристаллизацию с замещением плагиоклаза микроклином. Замещению подвергались главным образом плагиоклазы пегматитов, отличающиеся от плагиоклазов вмещающих пород более крупными размерами, и, следовательно, более низкими значениями энергии поверхностных связей. Микроклинизированные плагиоклазовые пегматиты обычно встречаются группами, образующими цепочки и полосы субмеридионального и северо-восточного направлений. Полосы субмеридионального направления преобладают. Они контролируются зонами трещиноватости того же направления, возникшими при субмеридиональном сжатии мамской толщи. Полосы северо-восточного направления субпараллельны разломам и зонам дробления этапа линейной складчатости, подновленными при образовании поперечных складок.

Микроклинизированные пегматиты имеют порфиробластовую структуру различной зернистости. Структура основной ткани породы соответствует структуре первичных метапегматитов, подвергшихся микроклинизации. Микроклин в порфиробластах свежий, без признаков разложения, с четкой двойниковой решеткой. Кварц и плагиоклаз на границе с блоками микроклина корродированы, а внутри микроклина встречаются реликты плагиоклаза. В участках микроклинизации отмечается перекристаллизация метапегматитов с укрупнением зерен и блоков плагиоклаза и слюд. Основность перекристаллизованного плагиоклаза снижается на 5—15%, а на контакте с микроклином в нем появляются мирмекиты кварца. Мусковит подвергается перекристаллизации предпочтительнее биотита, однако крупные промышленные скопления мусковита образуются редко.

Обширную группу калиевополевошпатовых пегматитов составляют метамагматические пегматиты. Это наиболее сложные по внутреннему строению и минеральному составу пегматиты. С ними связано подавляющее число промышленно мусковитоносных жил Мамского района. Геолого-структурные, минералогические, текстурные и многие другие признаки указывают, что рассматриваемые пегматиты образовались путем кристаллизации подвижного магматического материала (Родионов и др., 1972б). Этот ма-

териал мог возникнуть только внутри самой пегматитовмещающей толщи. Других источников пегматитовых расплавов в районе нет. Предположения первых исследователей (Мишарев, 1932; Марков, 1937; Петровская, 1937) о связи мамских пегматитов с теми или иными так называемыми материнскими гранитами не подтвердились (Каширин и др., 1965; Макагон и др., 1969).

По нашим данным, подвижные пегматитовые расплавы возникли как продукты анатексиса метапегматитов и частично гнейсов и гранито-гнейсов на прогрессивной стадии регионального метаморфизма. В зависимости от типа исходных пород, подвергшихся плавлению, метамагматические пегматиты подразделяются на собственно анатектические пегматиты и анатектические пегматитоподобные граниты. Первые в общей массе пегматитов района составляют 20—25, вторые — 3—5%.

Анатектические пегматиты образовались при фракционной кристаллизации расплавов, возникших при частичном плавлении метапегматитов. Причина плавления — снятие части общего давления при пликтивных дислокациях второго этапа складчатости. Чаще всего в плавление вовлекаются гнейсо-пегматиты. Они обладают очень близким к точке кварц-плагиоклазовой эвтектики составом и имеют мелкозернистое строение, обеспечивающее бесконечно большую реакционную поверхность на границах соприкосновения зерен кварца и плагиоклаза. Развитию плавления гнейсо-пегматитов, оказавшихся в областях пониженных давлений, благоприятствуют также поступающие (всасываемые в зоны анатексиса) водные сквозьмагматические растворы, несущие калий и летучие. Скорость движения и количество притекающих растворов зависят от разности давления в зоне анатексиса и в окружающих породах. Просачиваясь через поры и трещины различных по составу горных пород, растворы насыщаются компонентами этих пород или же теряют часть своих компонентов в процессе замещения вмещающих пород. Действием этих факторов определяется уровень концентрации в анатектических пегматитовых расплавах калия, воды и других летучих.

В зависимости от дальнейших изменений в тектонической обстановке анатектические расплавы, насыщенные калием и летучими, кристаллизуются или на месте своего образования, или перемещаются на небольшие расстояния в боковые породы. Соответственно этому выделяются две разновидности анатектических пегматитов: перемещенные и неперемещенные.

Перемещенные пегматиты слагают изолированные жильные тела в гнейсах и сланцах, жилообразные секущие зоны в телах метапегматитов. Положение и формы тел перемещенных пегматитов контролируются складчатыми изгибами субширотного и северо-западного направлений, повторно деформированными поперечными надразломными флексурами и линейными складками, системами субмеридиональных трещин и разломов, трещинами отрыва, оперяющими взбросо-сдвиги северо-восточного простирания, раздвигами в искривленных участках межпластовых перемещений и т. д. Жилы перемещенных пегматитов пересекают тела всех разновидностей плагиоклазовых пегматитов. Неперемещенные пегматиты слагают участки и зоны линзовидной и ленточной формы в эндоконтактах пластовых залежей гнейсо-пегматитов, апофизы и секущие перемишки в свитах сближенных тел гнейсо-пегматитов, линейно вытянутые в субмеридиональном направлении крутопадающие зоны в крупных телах гнейсо-пегматитов. Апофизы, секущие перемишки, и крутопадающие зоны развиты в телах гнейсо-пегматитов, залегающих в крыльях поперечных надразломных флексуриобразных складок и в своде Центрального антиклинального поднятия. Зоны линзовидной и ленточной формы контролируются поперечными складчатыми изгибами, причем в антиклинальных изгибах они залегают

в верхних частях тел гнейсо-пегматитов, а в синклинальных изгибах локализируются вблизи лежащих контактов этих тел.

Анатектические пегматиты сложены плагиоклазом №№ 5—29, микроклином, кварцем, биотитом, мусковитом. Почти всегда содержится гранат и очень часто апатит. В отдельных жилах встречаются берилл, монацит, циркон, сульфиды. Структуры пегматитов от мелкозернистой до крупноблоковой и пегматоидной. Широко развит кварц-мусковитовый замещающий комплекс, который вместе с пегматоидом концентрирует промышленные скопления мусковита. Часто встречаются тела зональной и участково-зональной текстуры. Характерные примеры мусковитоносных перемещенных пегматитов: жилы №№ 3 — Довгокитский, 29 — Ударный, 1 — Первый, 64 — Арарат; неперемененных: жилы №№ 4, 5 — Рудничный.

Анатектические пегматитоподобные граниты слагают дайки и жилы пластовой формы, пересекающие все разновидности плагиоклазовых пегматитов. Положение и ориентировка этих пород контролируется трещинами, оперяющими разломы глубокого заложения в крыльях Центрального антиклинального поднятия, крупными взбросами и сдвигами на крыльях Мамского синклинория. Больше всего таких пегматитов встречается на юго-западном фланге мамской кристаллической толщи, где эродированы наиболее глубокие горизонты толщи. В направлении на северо-восток их количество уменьшается и изменяется минеральный состав и текстура пегматитов. На юго-западе — это мелко- и среднезернистые породы с участками графических и мелкоблоковых структур, на северо-востоке зернистость уменьшается и они приобретают аплитовидное сложение. Одновременно с этим уменьшается содержание калиевых полевых шпатов и возрастает количество плагиоклаза.

Вертикальная зональность в распределении, составе и строении рассматриваемых горных пород, связь их с протяженными глубокими разломами, интрузивный характер контактов с боковыми породами — все это указывает на их магматическую природу. Материалом пегматитоподобных гранитов, по-видимому, послужили расплавы, мобилизованные при ультраметаморфизме гнейсов и древних гранито-гнейсов фундамента и нижних горизонтов мамской толщи. Высокие содержания бария в калишпатах гранитов и пегматитов Б. М. Шмакин (1971а) объясняет глубинными условиями образования вещества этих пород при давлении порядка 5—8 кбар.

Минеральный состав пегматитоподобных гранитов: плагиоклаз, микроклин, иногда ортоклаз, кварц, мусковит, очень редко биотит. Всегда присутствует хорошо огранный гранат светло-малинового цвета и довольно часто — апатит. Мусковит имеет светло-зеленый или зеленовато-серебристый цвет и образует чешуйки или мелкие пластинки. Кварц-мусковитовое замещение развито слабо. Промышленное ослюденение не содержится.

Таким образом, пегматитообразование в Мамском районе — длительный процесс, синхронный главным этапам складчатости и региональному высокотемпературному метаморфизму амфиболитовой фации. Пегматиты возникли в результате метаморфической дифференциации и сегрегации материала плагио-гнейсов и сланцев с последующими метасоматическими замещениями, перекристаллизацией и частичным плавлением первичных дифференциатов. Различия в минеральном составе и внутреннем строении пегматитовых тел определяются термодинамическими условиями их формирования на разных стадиях регионального метаморфизма. В начальные стадии метаморфизма, в условиях линейной северо-восточной складчатости и высокой активности в сквозьмагматических растворах кальция и натрия образовались тела плагиоклазовых пегматитов (гнейсо-пегматиты, бласто-пегматиты, перекристаллизованные метапегматиты). В этап поперечной сдвиговой складчатости, в условиях дополнительного притока в толщу

тепловой энергии и возрастания в сквозьмагматических растворах активности калия развивались процессы микроклинизации плагиоклазовых пегматитов, а в отдельных, локальных участках тектонической разгрузки в телах метапегматитов возникли зоны анатексиса. Анатектические пегматитовые расплавы, обогащенные заимствованными из сквозьмагматических растворов летучими и калием, или фракционно кристаллизовались на месте своего образования (неперемещенные пегматиты), или перемещались на небольшие расстояния в боковые породы (перемещенные пегматиты). Каждый генетический тип пегматитов занимает строго определенное положение в тектонических структурах разного возраста, что в общем виде отражает время и последовательность процесса пегматитообразования.

При поисках и разведке мусковитоносных пегматитовых жил главное внимание следует уделять изучению минерального состава, внутреннего строения и положения пегматитовых тел в разновозрастных тектонических структурах. На основе этих данных может быть установлен генетический тип пегматитов и определены перспективы нахождения в них промышленных скоплений мусковита.

Е. В. ТАРАСОВ, Г. А. ГАЛКИН, В. Е. ДОРОХИН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ В СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЙ МУСКОВИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

Закономерности размещения мусковитовых пегматитов Северо-Байкальской мусковитовой провинции освещены в работах многих исследователей (Коржинский, 1937а; Петровская, 1937; Семененко, 1948; Завалишин, Львова, 1954; Родионов, 1959, 1960б; Завалишин, Чесноков, 1960; Сучков, 1961; Рыцк, 1965; Васильева, Сычев, 1966; Никитин, 1968; Соколов, 1970а; Г. В. Иванов, 1971, и др.).

В итоге изучения геологического строения Северо-Байкальской мусковитовой провинции различными исследователями было выдвинуто пять основных факторов, контролирующих размещение мусковитовых пегматитов: литолого-стратиграфический, тектонический, метаморфический, минерально-парагенетический и магматический (Чесноков, 1966; Соколов, 1970а; Рыцк, 1972).

Признавая важность всестороннего изучения геологических условий образования мусковитовых пегматитов, авторы считают, что с учетом современного уровня знаний следует считать наиболее информативным фактором контроля мусковитовых пегматитов тектонический. Ниже приводятся некоторые новые данные о разрывной тектонике мамской кристаллической толщи и ее роли в размещении промышленных мусковитовых жил.

Тектоническое строение Северо-Байкальской мусковитовой провинции может быть представлено в следующем виде. Мусковитовые пегматиты провинции широко развиты в кристаллических сланцах мамской толщи, метаморфизованных в условиях дистен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации (Великославинский и др., 1963).

Мамская кристаллическая толща интенсивно дислоцирована и слагает крупную сложную складчатую структуру — Мамский синклиорий, который составляет часть Мамского тектонического блока. Мамский тектонический блок, один из девяти геоблоков Байкало-Патомского нагорья, выделенных С. И. Друговым (Другов, 1966), имеет размеры 45 × 400 км и вытянут в северо-восточном направлении. От соседних геоблоков от отделен зонами нарушений глубокого заложения.

По простиранию мамской толщи в Мамском тектоническом геоблоке А. С. Флаасс выделяет два структурных блока — северо-восточный и юго-западный, границей между которыми служит субширотный разлом фундамента, подтверждающийся геофизическими работами. Для северо-восточного структурного блока характерно широкое развитие изоклинальных складок, оси которых нередко деформированы и имеют S-образные очертания в плане. Довольно часто эти деформации сопровождаются зонами дифференциальных подвижек северо-восточной ориентировки. В юго-западном структурном блоке наряду с изоклинальной складчатостью широкое развитие имеют крупные структуры, такие как антиклиналь гольцов Михайловского, Подкова, антиклиналь гольцов Решающего, Встречного и Центральное антиклинальное поднятие. В пределах Центрального антиклинального поднятия выделяются брахиформные и куполовидные пологие складки. После завершения формирования складчатых структур и консолидации толщи наступает этап развития разрывной тектоники.

Главное значение в формировании структуры пегматитовых полей провинции имеет зона тектонических нарушений глубокого заложения северо-восточного простирания, проходящая в центральной части мамской кристаллической толщи. Нами эта зона наиболее детально изучена в бассейне р. Олонгро и получила название Олонгринской (Галкин, 1969; Дорохин, 1969). Зона нарушений имеет северо-восточное простирание и падает на юго-восток под углами 25—40°. На одних участках она имеет согласное со слоистостью метаморфических пород залегание, на других пересекает слоистость под очень острым углом. Зона нарушений фиксируется выходами гранито-гнейсов (Нюрдабинское тело), лейкократовых кварц-полевошпатовых пород, меланократовых гранат-роговообманковых, гранат-биотитовых с магнетитом гнейсов, которые одними исследователями описываются как «ортопороды», а другими как «метасоматиты». Кроме того, зона характеризуется развитием милонитизации и рассланцевания, наложением процессов регрессивных стадий минерализации. Данные факты указывают на неоднократную смену в зоне нарушений условий сжатия и растяжения, неоднократность проявления в ней подвижек и длительность истории их развития. Олонгринская зона тектонических нарушений глубокого заложения сопровождается серией параллельных разрывных нарушений северо-восточного простирания и юго-восточного падения.

Значительную роль в формировании тектонической структуры мамской толщи имеют разрывные нарушения северо-западного простирания. В свою очередь и эти зоны тектонических нарушений сопровождаются серией параллельных более мелких разрывных нарушений. Изученные разрывные нарушения оперяются множеством тектонических трещин, играющих большую роль в формировании структуры мусковитовой провинции. Эти трещины явились местом локализации гранит-пегматитового материала и путями движения мусковитообразующих растворов. Таким образом, мамская толща разбита нарушениями на множество блоков. Блоковое строение — ее характерная особенность.

Гранит-пегматиты в мамской кристаллической толще распределены зонально. М. Ф. Смирнов в 1936 г. выделил вкрест простирания Мамского синклинория три зоны различной концентрации гранит-пегматитовых пород. В последние годы исследователи мамских пегматитов (Сучков, 1961) выделяют зону обильного насыщения на юго-востоке мусковитовой провинции и зону слабого насыщения на северо-западе. Границей между зонами различной концентрации гранит-пегматитового материала служит Олонгринская зона тектонических нарушений глубокого заложения. Висячем, взброшенном блоке Олонгринской зоны тектонических наруше-

ний были созданы благоприятные условия для интенсивного трещинообразования, в лежащем же блоке трещины образовывались в значительно меньшей степени. Таким образом, особенности распространения пегматитов провинции определяются областью влияния Олонгринской зоны тектонических нарушений.

Еще более неравномерное распределение, чем гранит-пегматиты, имеют мусковитовые пегматиты, являющиеся объектами поисков и разведки. В пределах провинции мусковитовые пегматиты наблюдаются в виде узкой

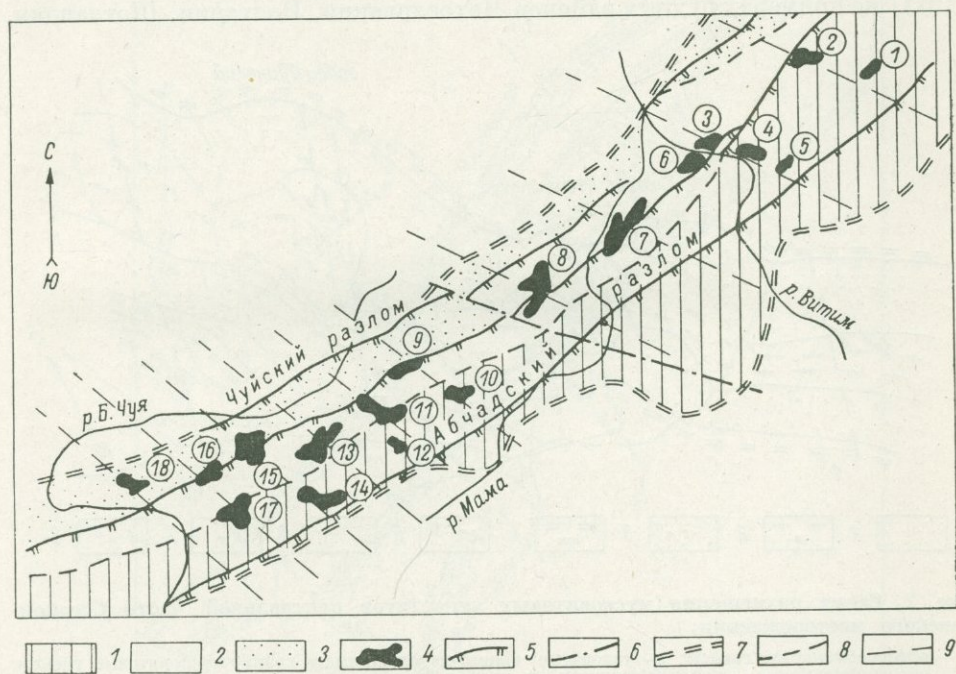


Рис. 1. Схема размещения месторождений мусковита (1—18) Северо-Байкальской мусковитовой провинции. (По: В. П. Васильевой).

Зоны: 1 — обильных инъекций, 2 — нормальных инъекций, 3 — одиночных жил, 4 — месторождений мусковита; 5 — сдвиго-надвиги и сдвиго-сбросы; 6 — глубинный разлом; 7 — границы распространения пегматитов; 8 — границы зон различной насыщенности пегматитами; 9 — ампирические линии стресса скальвания.

прерывистой полосы северо-восточного простирания, в которой выделяется ряд мусковитовых месторождений, разделенных значительными «пустыми» промежутками. На рис. 1 видна четкая приуроченность полосы распространения промышленных мусковитовых жил к Олонгринской зоне тектонических нарушений.

По конфигурации в плане мусковитовые месторождения можно разделить на изометричные и линейно-вытянутые, последние имеют северо-западную ориентировку, на что неоднократно указывали геологи В. П. Васильева, С. Д. Гавриш и В. В. Савин. Линейно-вытянутые месторождения северо-западной ориентировки приурочены к пересечениям Олонгринской зоны тектонических нарушений глубокого заложения разрывами северо-западного простирания.

Следует отметить, что мусковитовые месторождения вдоль Олонгринской зоны тектонических нарушений повторяются через определенные расстояния. В северо-восточном структурном блоке месторождения повторя-

ются примерно через 25 км, а в юго-западном — через 12—13 км. Такое расположение месторождений, вероятно, не случайно. В. Хафнером (Hafner, 1951) установлено, что наиболее простым случаем выражения зависимости характера распределения разломов от различного распределения напряжений в изотропной среде является повторение через равные интервалы траекторий скальвающих напряжений, к которым должны быть приурочены разломы. Д. Варнес (Varnes, 1962) для конкретных районов определил, что распространение реально существующих разломов удовлетворительно согласуется с теоретическими предположениями. Я. Кутина (1971) на примерах рудных районов Чехословакии, Болгарии, Шотландии,

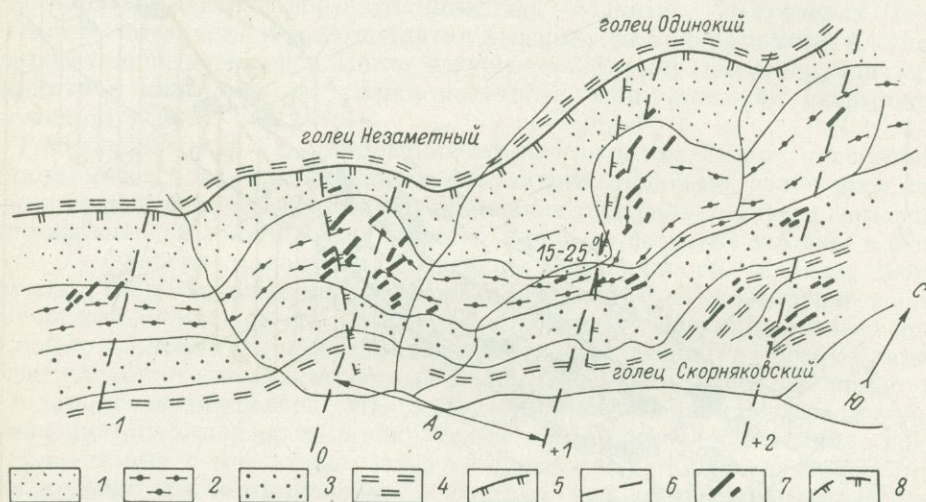


Рис. 2. Схема размещения мусковитовых пегматитов центральной части Согдиондонского месторождения.

1 — роговообманковые гнейсы; 2 — узловатые гранат-двуслюдяные и гранат-мусковитовые гнейсы; 3 — роговообманковые, гранат-биотитовые и графит-биотитовые гнейсы; 4 — дистен-гранат-мусковитовые и гранат-двуслюдяные гнейсы; 5 — сдвига-надвиговое нарушение; 6 — эмпирические траектории стресса скальвания; 7 — мусковитовые пегматиты; 8 — разрывные нарушения, оперяющие сдвига-надвиг. Здесь и на рис. 3—5 A_0, A'_0, A''_0 — «шаг» между эмпирически рассчитанными траекториями стресса; +1, +2, -1, -2 и т. д. — условное обозначение эмпирических траекторий стресса.

Сардинии показал возможность построения эмпирической сети траекторий стресса скальвания, совпадающей с действительными системами нарушений, оперяющих долговживущие разломы глубинного заложения. С эмпирической сетью траекторий стресса скальвания хорошо согласуется закономерность распределения рудных жил через равные расстояния. Известно, что горизонты метаморфических пород мамской толщи прослеживаются на большие расстояния без существенного изменения своих физико-механических свойств. Следовательно, разрывы сколового генезиса, оперяющие Олонгринскую зону, развиваются в относительно однородной среде, а поэтому повторение их через равные расстояния закономерно.

Различные расстояния («шаг») между месторождениями, по нашему мнению, объясняются тем, что образование скальвающих нарушений в северо-восточном и юго-западном блоках происходило в условиях сред, имеющих различное геологическое строение.

Закономерное размещение через равные расстояния характерно не только для месторождений, но и для «узлов» мусковитовых жил, изученных на площадях этих месторождений, что задокументировано в юго-западном и северо-восточном структурных блоках.

В центральной части Согдиондонского месторождения, расположенного в юго-западном блоке (рис. 2) и изученного Г. А. Галкиным и В. К. Дорохиным, мусковитовые пегматиты локализуются вдоль разрывного нарушения северо-восточного простирания, параллельного основной Олонгринской зоне. Промышленные мусковитовые жилы залегают в горизонте крупночешуйчатых гранат-двуслюдяных и гранат-мусковитовых гнейсов и

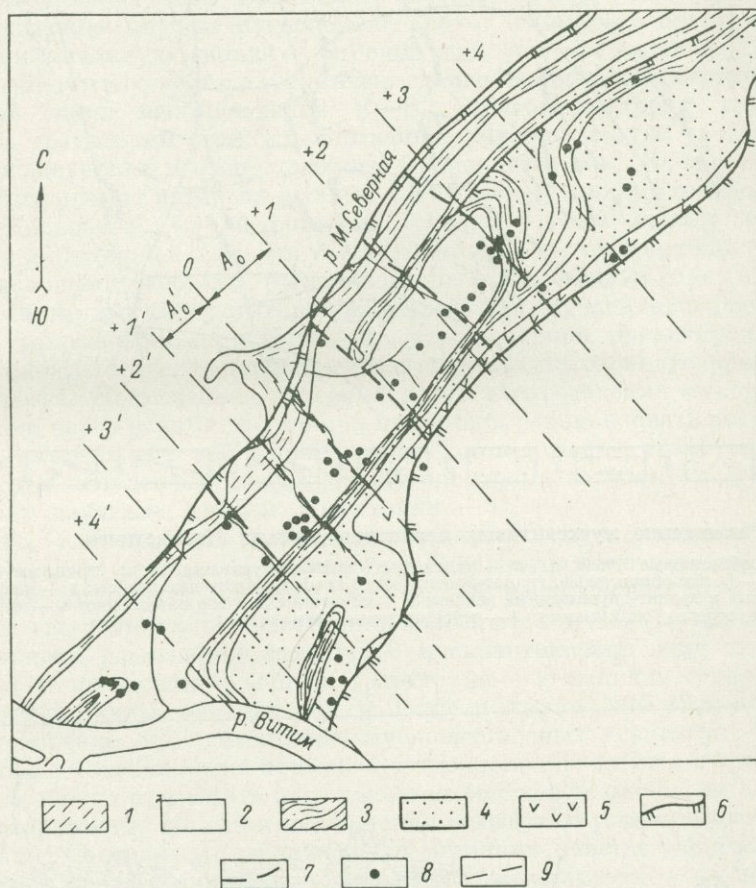


Рис. 3. Схема размещения мусковитовых пегматитов центральной части Витимского месторождения. (По: В. С. Некрасову).

1 — дистенсодержащие породы нижнеслюдянской подсвиты; 2 — бездистеновые породы первой пачки верхнеслюдянской подсвиты; 3 — дистенсодержащие породы первой пачки верхнеслюдянской подсвиты; 4 — бездистеновые породы второй пачки верхнеслюдянской подсвиты; 5 — метасоматиты; 6 — сдвига-надвиги глубокого заложения; 7 — разрывные нарушения, оперяющие сдвига-надвиги; 8 — мусковитовые пегматиты; 9 — эмпирические траектории стресса скалывания.

сланцев. Простирание пород северо-восточное по азимуту 40—50°, падение на юго-восток под углами 20—25°. Вдоль разрывного нарушения северо-восточной ориентировки пегматитовые жилы концентрируются в «узлы», разделенные между собой «бесслюдяными» площадями. Для участка построены эмпирические траектории стресса скалывания. За единицу расстояния (A_0) взято расстояние между мусковитоносными узлами гольцов Одинокого и Незаметного, так как «бесслюдяный» участок между ними изучен наиболее детально и нахождение здесь промышленных жил маловероятно. В районе этих гольцов эмпирические траектории совпадают с разрывными нарушениями северо-западного простирания, изученными

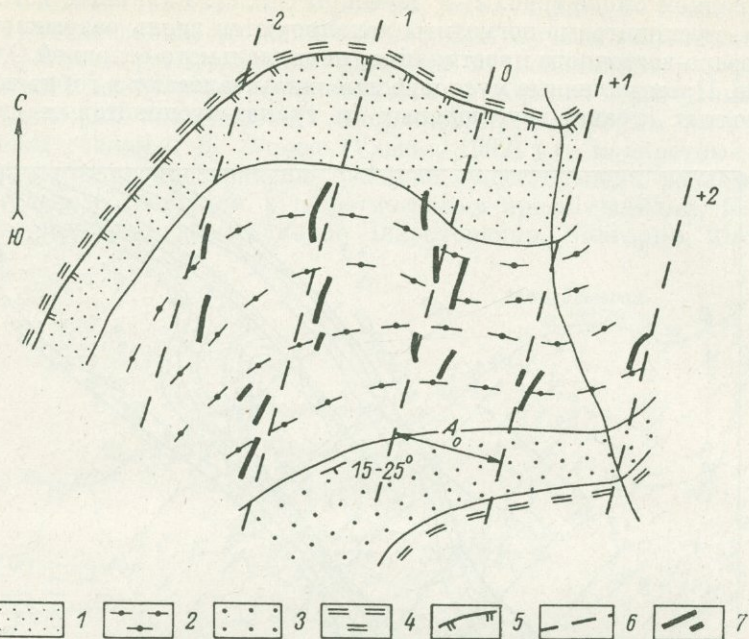


Рис. 4. Размещение мусковитовых пегматитов гольца Незаметного.

1 — роговообманковые гнейсы; 2 — узловатые гранат-двуслюдяные и гранат-мусковитовые гнейсы; 3 — роговообманковые, гранат-биотитовые и графит-биотитовые гнейсы; 4 — дистен-гранат-мусковитовые и гранат-двуслюдяные гнейсы; 5 — сдвига-надвиговое нарушение; 6 — эмпирические траектории стресса скалывания; 7 — мусковитовые пегматиты.

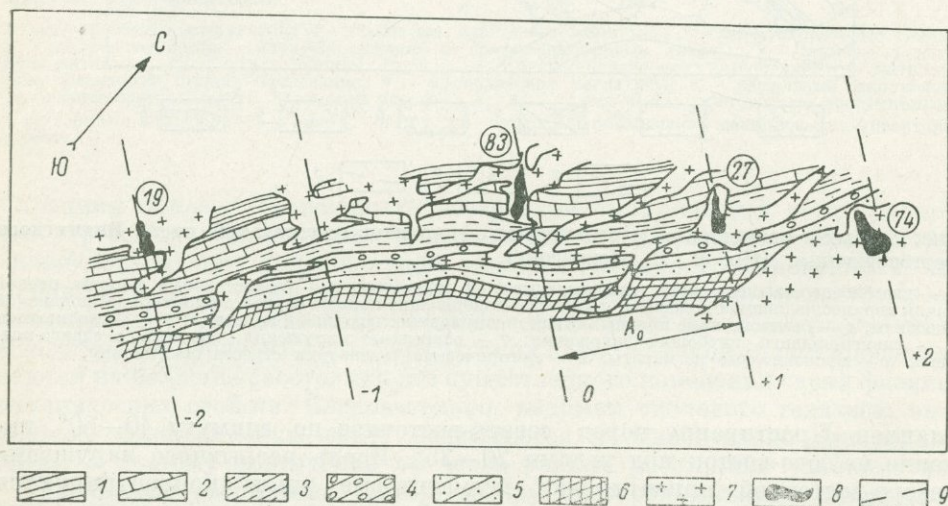


Рис. 5. Размещение мусковитовых пегматитов гольца Северного.

1 — биотитовые гнейсы; 2 — кристаллические известняки; 3 — гранат-биотитовые гнейсы; 4 — кварциты; 5 — биотитовые и кварц-биотитовые гнейсы; 6 — амфибол-биотитовые гнейсы; 7 — гранит-пегматиты; 8 — мусковитовые пегматиты; 9 — эмпирические траектории стресса скалывания. Цифры в кружке — номера жил.

в полевых условиях. На рис. 2 довольно четко видна приуроченность мусковитоносных узлов к пересечению эмпирических траекторий с продуктивными пачками гранат-мусковитовых и гранат-двуслюдяных гнейсов при расстоянии между траекториями около 1.8 км. Исходя из подмеченной закономерности, поисково-разведочные работы необходимо сосредоточить в районе намеченной траектории +2.

В центральной части Витимского месторождения (рис. 3) развиты метаморфические породы слюдянской свиты. Породы собраны в крупную антиклинальную складку, опрокинутую на северо-запад. Складка с северо-запада и юго-востока ограничена сдвиго-надвиговыми нарушениями. Для этой части месторождения Е. В. Тарасов построил эмпирическую сеть траекторий стресса скалывания, которая вполне удовлетворительно согласуется с местоположением большинства жил. За единицу расстояния был принят интервал, равный 1.4 км (между жилами гольцов Ягодного и Кедрового (A_0)) и интервал, равный 1.1 км (между гольцами Кедровым и Восточным (A'_0)). Эти участки детально изучены не только наземными поисковыми работами, но и буровыми, и подземными горными выработками. Эмпирические траектории в большинстве случаев совпадают с изученными разрывными нарушениями северо-западной ориентировки, которые геоморфологически довольно часто выражаются отрицательными формами рельефа. Подмеченная закономерность распределения мусковитоносных «узлов» через равные расстояния позволила рекомендовать постановку поисково-разведочных работ на участках эмпирических траекторий +4, +2, +1', где выявлен был целый ряд мусковитовых пегматитов. Подлежит детальному изучению участок траектории +3'.

На рис. 4, 5 показано размещение отдельных мусковитовых жил на площади «узлов» гольцов Незаметного и Северного. Отчетливо видно, что и отдельные жилы (рис. 5) и свиты жил (рис. 4) расположены друг от друга на равных расстояниях. Эти расстояния колеблются от 250 до 320 м. Такая закономерность размещения отдельных мусковитоносных жил позволяет предполагать на гольце Северном (траектория —1) наличие крупной мусковитоносной жилы, аналогичной известным жилам №№ 19 и 83.

Расположение отдельных жил, мусковитоносных «узлов» на равных расстояниях, показанное на примере Согдиондонского и Витимского месторождений, можно применить не только для поисков объектов, не выявленных с поверхности, но и для нахождения «слепых» мусковитоносных «узлов» и жил. Совершенно очевидно, что «принцип равных расстояний» не универсален. Необходимо еще более глубокое изучение закономерностей размещения мусковитовых пегматитов, что позволит выявить новые критерии поисков.

В. П. ВАСИЛЬЕВА

ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЙ МУСКОВИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ И ЕЕ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

Выявление закономерностей, определяющих размещение пегматитов в Северо-Байкальской мусковитовой провинции, представляет главное содержание геологических работ последних лет. В статье представлены материалы геологических исследований автора за 1963—1971 гг. Обращается внимание на зональность пегматитового поля, которая отражает условия

формирования пегматитов и характер проявления в них метасоматических процессов. Зональность проявляется в двух направлениях: вкрест и по простиранию метаморфической толщи.

Продольные пегматитовые зоны

Продольная зональность пегматитов определена в 1936 г. М. Ф. Смирновым. В представлении автора она обусловлена положением трех главных структурных зон толщи (Васильева, 1960; Васильева, Сычев, 1966). С северо-запада на юго-восток следуют зоны слабого насыщения пегматитами (одиночных жил, по Смирнову), нормальных инъекций, обильных инъекций.

Главной особенностью продольных зон, кроме степени насыщения, является различие в морфологии и условиях залегания пегматитов. В северо-западной зоне слабого насыщения (Чуйско-Слюдянское антиклинальное поднятие) среди промышленных объектов развиты преимущественно жильные тела, согласные и секущие (93%). В зоне нормальных инъекций (область сжатых складок с широко проявленной тектонической трещиноватостью) наиболее распространены продольно-секущие жильные и дайкообразные тела (66%). Здесь сосредоточено более 60% всех известных промышленных жил, суммарные запасы которых составляют 55% общих. В зоне обильных инъекций (Центральное антиклинальное поднятие) более половины (52%) промышленных объектов сосредоточено в крупных гранит-пегматитовых массивах типа гигантомигматитов (Петровская, 1937).

Морфология пегматитов определяет главные особенности их внутреннего строения, связанные с разными условиями развития пегматитового процесса.

Ортогональные пегматитовые зоны

На площади от Большого Чуйского колена (юго-запад) до бассейна р. Патом (северо-восток) выделены пять пегматитовых зон, границы которых занимают в целом ортогональное положение по отношению к северо-восточному простиранию метаморфической толщи. С юго-запада на северо-восток следуют зоны:¹ 1) полевошпатовых пегматитов ², 2) биотитовых пегматитов, 3) двуслюдяных пегматитов, 4) мусковитовых пегматитов, 5) редкометалльно-мусковитовых пегматитов. С северо-востока пегматитовое поле окаймлено областью широкого распространения кварцевых жил.

Смена зон по простиранию толщи обусловлена разным уровнем эрозионного среза. Более глубокий эрозионный срез наблюдается на юго-западе, относительно менее эродирована северо-восточная часть пегматитовой провинции. Это устанавливается по расположению изоград метаморфических индекс-минералов (Великославинский, Соколов, 1960), по распространению гранито-гнейсов мамско-оронского комплекса и наблюдаемой смене структурного плана тектонических деформаций. Кроме того, принимаются во внимание некоторые особенности в размещении пегматитовых зон обильных инъекций: их количество, полевошпатовый состав, интенсивность проявления перекристаллизации, преобладающий тип слюдяной минерализации.

Положение изоград определяет понижение степени метаморфизма метаморфических пород в направлении с юго-запада на северо-восток. Об этом же свидетельствует наибольшее распространение гранито-гней-

¹ Названия зон даны по главным метасоматическим минералам.

² Зона керамических пегматитов (Великославинский, Соколов, 1960).

сов на юго-западе, образование которых связано с проявлением гранитизации (Васильева, 1960). В направлении на северо-восток количество и размеры выходов гранито-гнейсов заметно уменьшаются вплоть до полного их исчезновения.

Смена структурного плана тектонических деформаций выражена в размещении участков с развитием будинаж-структур и флексуобразных изгибов толщи. Будинаж-структуры более распространены на юго-западе, в Центральном и Чуйско-Слюдянском антиклинальных поднятиях (Васильева, Сычев, 1966), при этом иногда они контролируют промышленные участки месторождений (гольцы Одинокий, Незаметный, Довгокитский, Желанный). На северо-востоке главными контролирующими структурами являются флексурные складки.

Размещение пегматитов характеризуется следующими особенностями. В зоне обильных инъекций максимальное насыщение толщи определено на юго-западе (15—20%) и на северо-востоке (35—40%). Принимая во внимание восходящее движение пегматитовой магмы, определяется менее глубокий эрозивный срез на северо-востоке по сравнению с юго-западом.

Отмечается закономерное изменение полевошпатового состава пегматитов. Плагноклазовые пегматиты распространены преимущественно на юго-западе, в то время как на северо-востоке чаще встречаются микроклиновые разности при общем широком развитии по всей пегматитовой провинции обычных микроклин-плагноклазовых пегматитов. Это обстоятельство обусловлено разной миграционной способностью компонентов в стадию магматического расплава: магма, обогащенная щелочами, перемещается в более высокие горизонты (по Д. С. Коржинскому).

Изменение интенсивности развития процесса перекристаллизации и метасоматоза в крупных пегматитовых телах зоны обильных инъекций установлено при сопоставлении результатов их детального изучения В. Д. Никитиным (1965) и его сотрудниками на северо-востоке и автора — на юго-западе. В гиганто-мигматитах северо-восточной части провинции перекристаллизация выражена интенсивно с образованием многочисленных зон грубозернистого строения, в том числе и зон пегматоида. Относительно слабо проявлен ранний метасоматоз, но заметно более распространены поздние метасоматические минералы (пегматоидный мусковит, альбит, поздний кварц). На юго-западе в гигантомигматитах преобладает мелкозернистый гранит-пегматит (с зернами нерешетчатого микроклина в тонкографических сростаниях с кварцем), относительно мало развиты линейные зоны перекристаллизации, интенсивно проявлен метасоматоз ранней стадии (микроклинизация, отложение трещинных слюд) и заметно слабее или совсем не выражен метасоматоз поздней стадии.

Представляет интерес статистический анализ распространенности главных типов слюдяной минерализации в гигантомигматитах и размещения промышленных жил в вертикальном разрезе метаморфической толщи. На северо-востоке наряду с преобладающим кварц-мусковитовым комплексом широко развит пегматоидный тип промышленного ослюдения (частота встречаемости 56%), на юго-западе — трещинный тип (частота встречаемости 62%). Вертикальная мощность промышленного разреза толщи на северо-востоке определена в 800 м, на юго-западе 500 м.

Представления о вертикальном размещении ортогональных пегматитовых зон основаны также на наблюдениях за отдельными пегматитовыми телами, расположенными на разных гипсометрических уровнях с превышением в несколько сотен метров. На участке Камнига можно наблюдать гранит-пегматиты, расположенные на относительно низких уровнях гольца Заманчивого (ж. 106, 109) и на вершине этого же гольца (ж. 113 и др.). В жилах нижних горизонтов широко распространены трещинные слюды.

В жилах верхних горизонтов трещинных слюд практически нет, ослюденение представлено кварц-мусковитовым комплексом. Подобные явления отмечаются и на участке Исполинском.

Вертикальная метасоматическая зональность пегматитов

Смена ортогональных зон по простиранию определяет последовательность развития процесса постмагматического метасоматоза. Для объяснения условий его проявления привлекаются понятия о сквозьмагматических растворах (флюидах) и о зависимости активности компонентов от кислотности раствора (Коржинский, 1956).

По мере продвижения от глубинного очага активность флюидов постепенно снижается, что находит выражение в характере и последовательности проявления метасоматоза в пегматитах разных зон.

Тесный парагенезис главных групп метасоматических минералов позволяет наметить три стадии этого процесса: раннюю — высокой активности щелочей и кислотного выщелачивания с ассоциациями: микроклин, трещинные слюды — биотит, мусковит, (турмалин); среднюю — высокой активности воды, для которой характерно появление кварц-мусковитового комплекса, апатита, граната; позднюю — низкой активности гидротермальных растворов. На этой стадии возникают мусковит (пегматоидный), альбит, кварц.

В раннюю стадию кислые флюиды, проходя сквозь фундамент нижнепротерозойских гранитоидов, выносят щелочи. При этом калий фиксируется в вышележащей зоне полевошпатовых пегматитов (микроклинизация). Последующая миграция флюидов с переходом в жидкую фазу повышает их агрессивность. Это способствует переходу в подвижное состояние многих пороодообразующих компонентов (стадия кислотного выщелачивания). Первыми из растворов выпадают феррические компоненты с образованием по трещинам биотита и турмалина (шерла), что и определяет появление метасоматической зоны биотитовых пегматитов. При постоянном избытке щелочей вслед за биотитом или вместе с ним по трещинам отлагается мусковит (зона двуслюдяных пегматитов).

Средняя стадия характеризуется нейтральным или близким к нему составом растворов. Высокая активность воды определяет ход процесса гидролиза полевых шпатов с образованием кварц-мусковитового комплекса (зона мусковитовых пегматитов). Вместе с тем кристаллизуются акцессорные апатит и гранат.

На поздней стадии происходит выпадение из раствора избыточных компонентов — калия, натрия, алюминия, кремния и др., накопившихся в ходе развития метасоматоза (Шмакин, Макрыгина, 1969). В это время происходит отложение позднего пегматоидного мусковита, альбита, кварца. Комплекс этих минералов соответствует зоне редкометалло-мусковитовых пегматитов.

Первичная метасоматическая зональность усложняется наложением более поздних стадий на ранние вследствие того, что пегматитовый процесс в целом развивается на фоне общего воздымания толщи (заключительная фаза инверсии геосинклинали). При этом в биотитовых и двуслюдяных пегматитах могут возникать зоны кварц-мусковитового комплекса и кварцевого замещения, а в мусковитовых пегматитах отмечаются проявления альбитизации плагиоклазов, образуются небольшие гнезда кварца с акцессорным бериллом.

В Северо-Байкальской провинции наиболее интенсивно выражена средняя стадия постмагматического метасоматоза, что определяет максимальное распространение мусковитовых пегматитов.

ПЕРВИЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

В последние годы в связи с увеличением глубинности эксплуатационных и поисково-разведочных работ в Мамско-Чуйском районе к внутреннему строению мусковитоносных пегматитов проявляется повышенный интерес. Несмотря на различный подход к вопросам генезиса пегматитов и мусковитообразования, все исследователи указывают на чрезвычайно сложный текстурный рисунок мусковитовых пегматитов, связанный с многоэтапностью их формирования.

Метасоматическая природа собственно мусковитоносных зон, которые являются обычно основными объектами изучения, последними исследованиями (Карский, Толстой, 1959; Никитин, 1960, 1965, 1968; Чесноков и др. 1966; Шмакин, Макрыгина, 1969; Соколов, 1970а и др.) доказана однозначно. Первичная же зональность, образование которой связано с ранними стадиями формирования пегматитовых тел, изучена значительно хуже. Между тем первичная зональность в ряде случаев оказывает весьма существенное влияние на интенсивность и направленность мусковитообразующих процессов, а следовательно, и на распределение в них промышленного мусковита. Таким образом, формы, размеры и пространственное положение в жиле различных структурно-минеральных ассоциаций имеют решающее значение при оценке мусковитоносности пегматитов (Родионов, Роненсон, 1972).

Наиболее отчетливо первичная зональность проявляется в краевых частях крупных согласных гранит-пегматитовых тел (Сучков, 1974) или гигантопегматитов (Петровская, 1937). Она наследует ориентировку сланцеватости вмещающих метаморфических пород, нередко сопровождается цепочками ксенолитов и зонами мелкозернистого пегматита небультовой текстуры, при этом наследуются даже элементы складчатой структуры метаморфической толщи (рис. 1).

Наблюдения, проведенные на большом количестве жил Мамского пегматитового поля, показывают, что первичная зональность зарождалась на самых начальных стадиях пегматитообразования с появления в метаморфических породах метабласт плагиоклаза, кварц-плагиоклазовых диабласт и их дальнейшей гомогенизации и сегрегации (Соколов, 1970а). Развитие этого процесса можно отчетливо проследить на жилах №№ 165, 149, 150 гольца Заозерного (Чуя), на жилах №№ 30, 32 и 190 гольца Медвежьего (Колотовка) и на ряде других объектов.

Там, где пегматитизация на этом закончилась, первичная зональность последовательно отражает все ее стадии. Наглядным примером может служить северный фланг жилы № 165 гольца Заозерного, где почти невозможно провести границу раздела между диаблестическим унаследованнополосчатым плагиоклазовым пегматитом приконтактной зоны и вмещающим его двуслюдяным гнейсом (рис. 1). По структурному рисунку пегматита достаточно четко выделяются четыре зоны. Первая зона является переходной между пегматитом и гнейсом. Размеры мономинеральных образований плагиоклаза и кварца в ней не превышают 3—5 см в поперечнике. Значительное количество скиалитов сообщает породе слоистый характер. Вторая зона характеризуется укрупнением минеральных индивидов и резким увеличением в составе пегматита удельного веса лейкократовой основы. Реликты кристаллизационной сланцеватости сохраняются в виде тонких ориентированных чешуек биотита. Третья зона представлена крупнокристаллическим плагиоклазовым пегматитом (размеры блоков плагиоклаза достигают 10—15 см). В отдельных блоках наблюдаются небольшие участки мелкографических прорастаний кварца. Элементы сланцева-

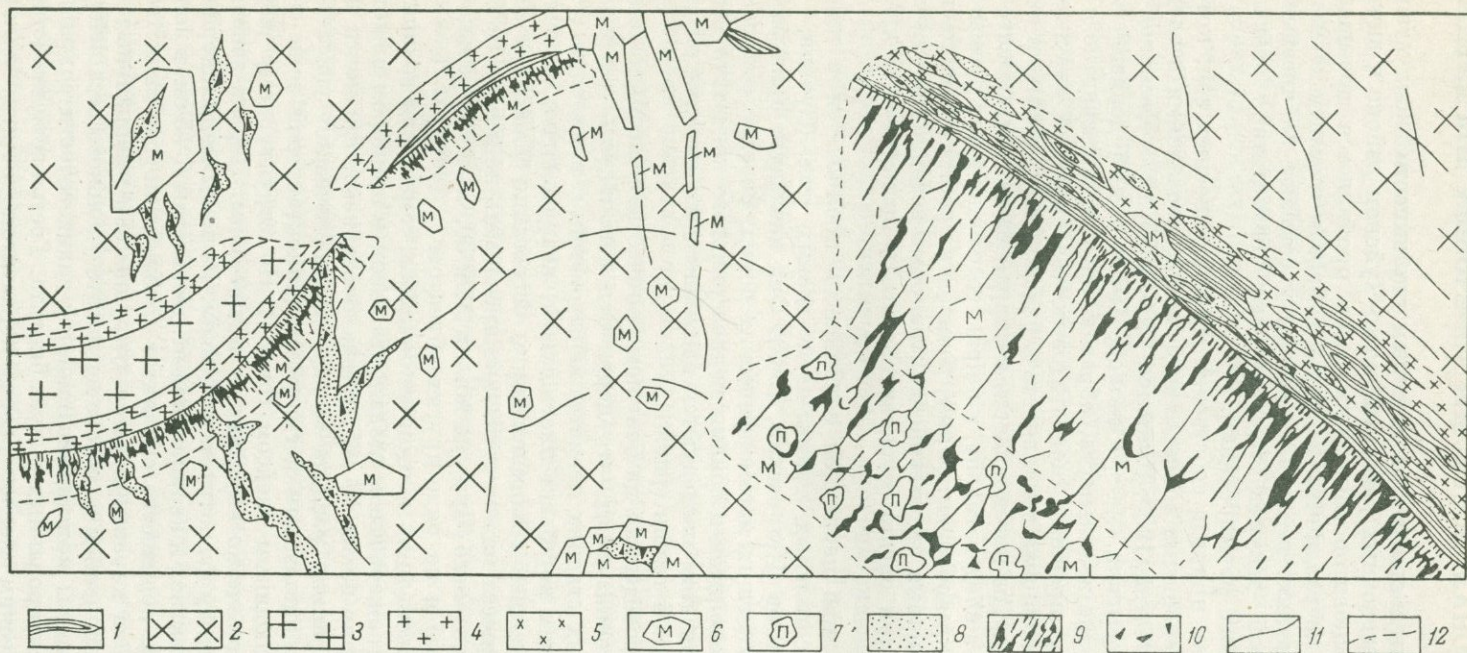


Рис. 1. Унаследование первичной [зональности] пегматита элементов складчатой структуры метаморфических пород. Жила № 165 гольца Заозерного.

1 — биотитовый гнейс; 2 — крупноблоковый апографический пегматит микроклин-плагноклазового состава; 3 — среднекристаллический плагноклазовый диаблассический пегматит; 4 — мелкокристаллический диаблассический плагноклазовый пегматит с реликтами сланцеватости; 5 — сегрегационный плагноклазовый пегматит; 6 — метакристаллы микроклина; 7 — плагноклаз; 8 — кварц-мусковитовый комплекс; 9 — кварц; 10 — мусковит; 11 — четкие границы; 12 — постепенные переходы.

тости отсутствуют. Четвертая зона представлена пегматитом апографической структуры и содержит отдельные метакристаллы микроклина и участки кварц-мусковитового замещения.

В большинстве жил первичная зональность является структурно-минеральной и характеризуется не только изменением рисунка пегматита при переходе от одной зоны к другой, но и сменой минерально-парагенетических ассоциаций. Это прежде всего относится к соотношению в пегматите микроклина и плагиоклаза. Причем каждой минеральной ассоциации соответствует свой структурный рисунок.

Во всех случаях метасоматический характер микроклина проявлен вполне отчетливо. Зарождение отдельных метабласт микроклина иногда отмечается еще в экзоконтактной зоне. По мере удаления от нее количество и размеры обособлений микроклина увеличиваются вплоть до полного исчезновения плагиоклаза. При этом меняются формы и размеры кварцевых выделений. Структура пегматита становится апографической, неяснографической, графической и даже пегматоидной. Таким образом, постепенно одна структурно-минеральная зона сменяется другой.

Известны случаи и весьма резких переходов между зонами с четкими очертаниями границ. Чаще всего такие явления отмечаются в полизональных телах с лестничным строением мусковитоносных зон, где промежуток между крутостоящими рудными столбами, пересекающими первичную зональность, не были подвержены глубокой метасоматической переработке и перекристаллизации позднейших этапов. Примером ее может служить жила № 190 (Колотовка), где на некотором удалении от согласного висячего контакта зона неяснографического существенно микроклинового пегматита сменяется зоной апографического плагиоклаз-микроклинового пегматита, который постепенно переходит в среднеблоковый микроклиновый пегматит пегматоидной структуры с центральным ядром ксеноморфного кварца. Затем зоны сменяются в обратном порядке и трижды повторяются в разрезе (рис. 2). Границы между зонами параллельные, очень четкие и повторяют все изгибы контакта.

Ранняя стадия калиевого метасоматоза, сопровождающаяся собирательной перекристаллизацией, не привела к затухиванию первичной зональности. Более того, контрастность ее в ряде случаев даже увеличилась за счет избирательного и (или) послойно направленного характера процесса. Разрывная тектоника в этот период, по-видимому, существенной роли еще не играла. Это положение подтверждается и там, где от первичной зональности остались только небольшие реликтовые «островки».

Значительно хуже она проявлена в секущих жилах, что связано с иным механизмом их образования. При выполнении анатектического мобилизационного (Соколов, 1970б) открывающихся полостей в процессе раздвига слоев метаморфических пород (Родионов, 1959) прежде всего сказывается их механическая неоднородность (Савин, 1971), она приводит к сохранению в теле карнизов, уступов и перемычек пород субстрата, полное или частичное переплавление которых обуславливает его первичную неоднородность, выражающуюся в появлении зон мелкозернистых (иногда аплитоподобных) унаследованнополосчатых пегматитов. При раскристаллизации расплава на отдельных участках под экранами, по-видимому, создавались благоприятные условия для образования зон графических пегматитов, имеющих признаки кристаллизации расплава состава кварц-микроклиновой эвтектики (зональное строение микроклина) без наложения процессов сегрегации и следов метасоматической переработки. Такие зоны встречены в жилах № 141 гольца Центрального, № 127 гольца Рудничного (рис. 3). К ним же относится мощная зона графического пегматита в поперечносекущем теле № 294 гольца Попутного.

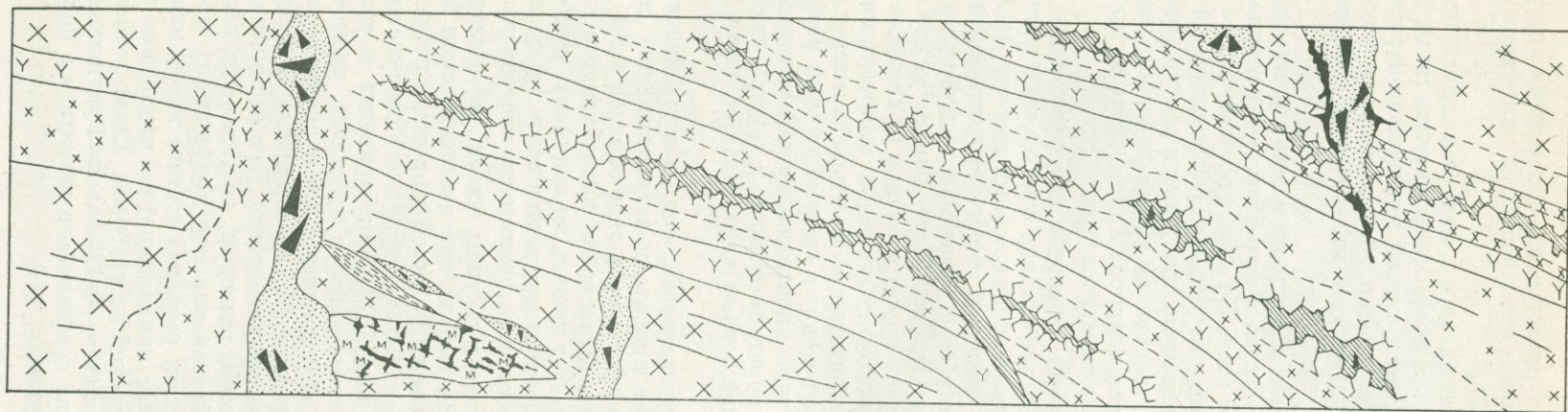


Рис. 2. Первичная полизональность.

1 — крупноблочный микроклин-плагиоклазовый апографический пегматит; 2 — микроклиновый неапографический пегматит; 3 — среднеблочный микроклин-плагиоклазовый апографический пегматит; 4 — моноблок микроклина с метасоматическими выделениями пирротина; 5 — среднеблочный микроклиновый пегматоидный пегматит; 6 — кварц-мусковитовый комплекс; 7 — метакристаллы мусковита; 8 — сульфидная минерализация; 9 — четкие границы; 10 — постепенные переходы; 11 — ксенолит двуслюдяного сланца. Рудные столбы занимают секущее положение и обуславливают лестничное строение мусковитоносной зоны. Жила № 190.

Таким образом, и в секущих телах на ранних стадиях их формирования была заложена структурно-минеральная анизотропия, оказавшая затем существенное влияние на ход всех последующих процессов (калиевый мета-

Ж-294

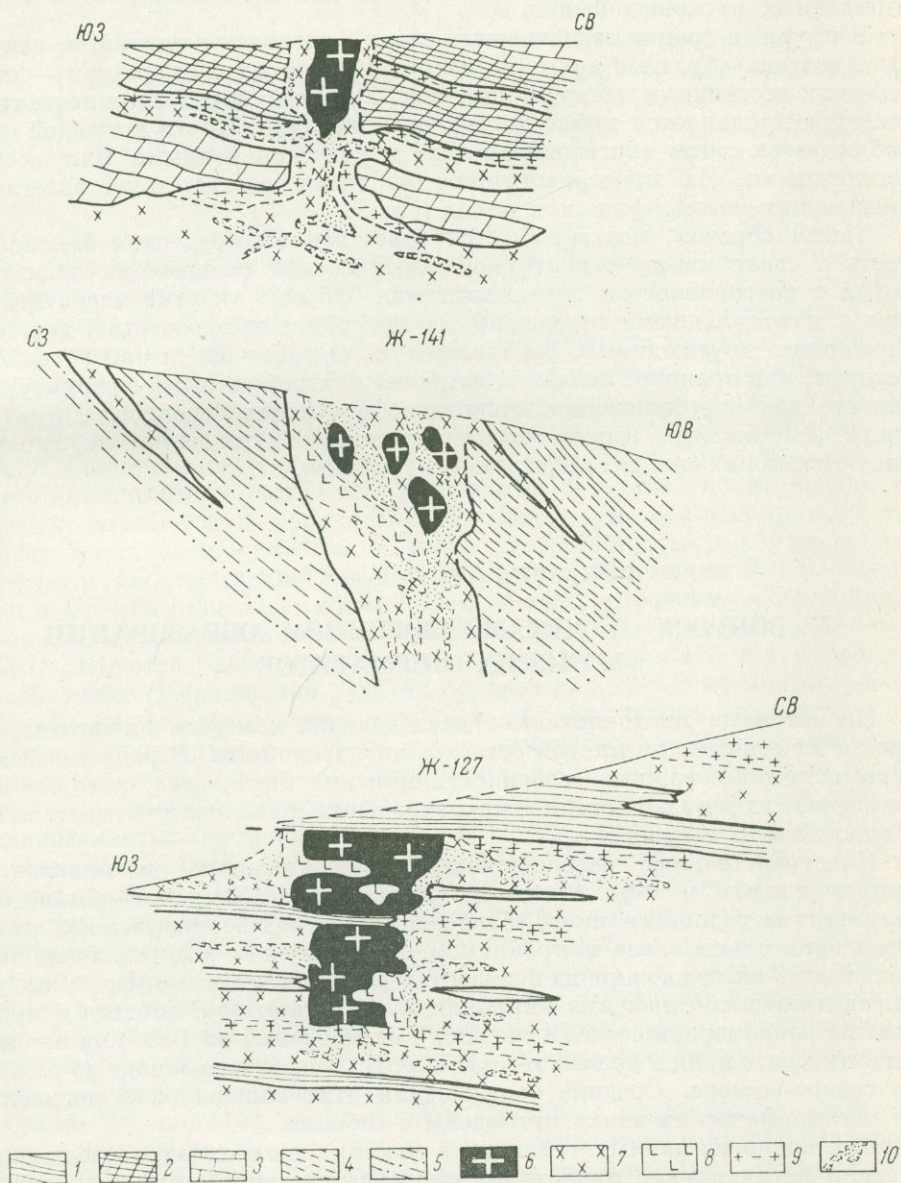


Рис. 3. Влияние первичной зональности на внутреннее строение мусковитонесущих зон.

1 — биотитовый гнейс; 2 — амфибол-биотитовый гнейс; 3 — кристаллический известняк; 4 — двусланодный гнейс; 5 — гранат-дистен-биотит-мусковитовый гнейс; 6 — крупноблоковый пегматоидный пегматит микроклинового состава; 7 — апографический плагиоклаз-микроклиновый пегматит; 8 — графический пегматит микроклинового состава; 9 — унаследованнополосчатый мелкозернистый плагиоклазовый пегматит; 10 — кварц-мусковитовый комплекс.

соматоз, собирательная перекристаллизация, натриевый метасоматоз). В подавляющем большинстве случаев первозданный вид первичной зональности этими процессами был уничтожен. Однако она в значительной сте-

пени предопределила положение в теле той или иной структурно-минеральной ассоциации, а связь с ними мусковитоносности очевидна. В конечном счете избирательный характер мусковитообразующих процессов, различное положение в жилах зон первичной анизотропии и их сочетание с дорудной и внутрирудной трещиноватостью обусловили сложный рисунок промышленных мусковитоносных зон.

В крупных гранит-пегматитовых телах выделяются линейные, ленточные, чечевицеобразные зоны (Никитин, 1965) и их комбинации — ячеистые или лестничные текстуры жил (рис. 2). В секущих жилах лестничная текстура проявляется также достаточно отчетливо. Почти в каждой жиле наблюдается смена обогащенных лент и участков бедными или вообще бесплодными. Их пространственное положение соответствует залеганию вмещающих метаморфических пород (рис. 3).

Таким образом, подтверждается известная эмпирическая закономерность о связи между структурной переработкой вмещающих пегматиты пород и интенсивностью мусковитизации. Обычно участки пегматитовых жил с максимальными содержаниями мусковита приурочены к дистенсо-держаким, двуслюдяным, биотитовым и амфибол-биотитовым гнейсам, которые, как правило, являются наиболее благоприятными в структурном аспекте для проникновения мусковитообразующих флюидов. Тогда как жилы, залегающие в кварцитах и кристаллических известняках, характеризуются пониженным содержанием мусковита.

Г. М. ДРУГОВ, И. К. БАРЦОВ

К ВОПРОСУ О МЕТАМОРФОГЕННОМ ОБРАЗОВАНИИ МАМСКИХ ПЕГМАТИТОВ

Несмотря на многочисленные исследования мамских пегматитов, вопрос о их генезисе во многом остается дискуссионным. В работе рассмотрены некоторые важные особенности мамских пегматитов, которые подтверждают их метаморфогенное происхождение и должны учитываться при обсуждении их генезиса.

Пространственная разобщенность плагиоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых и микроклиновых пегматитов трактуется обычно как результат их одновременного образования, что подтверждается явлениями замещения плагиоклаза микроклином. Нами изучено распределение полевых шпатов и слюд в мамских пегматитах различных метаморфических зон. Определялись соотношения микроклина и плагиоклаза, биотита и мусковита по равномерной сетке (в среднем 6 определений на 1 км²) на площади пегматитового поля в полосе от колена р. Б. Чуи на юго-западе до р. Мары на северо-востоке. Средние соотношения этих минералов в пегматитах по метаморфическим зонам приведены в таблице.

Как видно из данных таблицы, в мамских пегматитах с увеличением степени метаморфизма происходит закономерное возрастание содержания микроклина относительно плагиоклаза и уменьшение количества мусковита относительно биотита. Большая часть мусковита в пегматитах образуется в регрессивный этап регионального метаморфизма (Соколов, 1970а). Вместе с тем распространение мусковита в пегматитах существенно контролируется метаморфической зональностью, что подчеркивает тесную связь прогрессивного и регрессивного этапов регионального метаморфизма. Изменчивость содержаний мусковита в пегматитах соответствует изменчивости содержаний дистена в метаморфических породах. Общее возрастание роли калия, наряду с натрием, выявленное нами при изуче-

Средние значения отношений полевых шпатов и слюд в пегматитах и содержание дистена (%) в глиноземистых породах различных метаморфических зон

Номер зоны	Минералы зоны		Mi Mi + Pl	Bt Bt + Mu	Dist	Количество обнажений
	для известковых пород	для метапелитов				
I	Gr+Mu	Stav+Dist	18.4	20.6	14.0	2449
II	Gr+Bt+Mu	Dist	38.9	31.0	16.0	6430
III	Bt+Hb	Sill+Dist	39.1	39.8	9.1	2605
IV	Sc+Hb	Sill	50.5	68.5	—	1702

нии химического состава метаморфических пород (Буряк и др., 1971), имеет свои специфические особенности при формировании пегматитов. На фоне возрастания активности щелочей (калия и натрия) с увеличением температуры химический потенциал калия возрастает значительно быстрее в тектонически ослабленных участках (участки интенсивной пегматитизации и микроклинизации во вмещающих породах). Особенно это характерно для тех участков толщи, где распространены карбонатные породы. Роль своеобразного буфера играют низкокальциевые глиноземистые породы (дистеновые), в которых благодаря реакции $Dist + Mi = Mu + Qu$ в метаморфических зонах II, III химический потенциал калия поддерживается на определенном уровне. С исчезновением дистена в высокотемпературных зонах активность калия резко возрастает, что характеризуется устойчивостью ассоциации $Mi + Bt + Qu$ вместо ассоциации $Pl + Bt + Mu + Qu$ и $Mu + Bt + Qu$. Пегматиты с промышленным мусковитом ограничиваются метаморфическими зонами, в которых устойчив дистен и дистеновые гнейсы являются благоприятными породами для образования мусковита в пегматитах (Коржинский, 1937а). В пределах одной метаморфической зоны разобщенность плагиоклазовых и микроклиновых пегматитов существенно определяется особенностями химического состава вмещающих пород (глиноземистостью—карбонатностью). Так, плагиоклазовые пегматиты (в основном без микроклина) встречаются главным образом в высокоглиноземистых (дистеновых) породах, в существенно карбонатных породах чаще встречаются пегматиты с преобладанием микроклина в составе полевых шпатов (Другов, Леонтьев, 1972). Несовместимость дистена и микроклина доказывается петрографически; в выборке шлифов дистеновых пород (около 800 шлифов) микроклин отсутствует. Таким образом, пространственная разобщенность плагиоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых и микроклиновых пегматитов может возникнуть вследствие различных условий кислотности—щелочности среды минералообразования в зависимости от степени метаморфизма и глиноземистости—карбонатности вмещающих пород.

Одним из основных доказательств калиевого метасоматоза считается текущее положение микроклиновых зон по отношению к вмещающим плагиоклазовым и микроклин-плагиоклазовым пегматитам, а также структурные взаимоотношения плагиоклаза и микроклина. Эти часто наблюдаемые текущие зоны в пегматитовых телах могут образовываться также при перераспределении калия путем миграции в зоны пониженного давления, которые секут ранее сформировавшееся тело пегматита. Кроме того, следует учитывать, что при последовательных стадиях минералообразования активность процессов калиевого метасоматоза (автометасоматоза) и свободной кристаллизации микроклина количественно возрастает относительно плагиоклаза (Карпов, 1965б). Формирование текущих микроклиновых зон может происходить в таком случае при перекристаллизации

пегматитовых тел в твердой фазе одновременно с предпочтительной мобилизацией микроклина в зоне пониженного давления. Возможна также одновременная кристаллизация обоих полевых шпатов из флюидной фазы в высвобождающемся пространстве с большей скоростью кристаллизации микроклина по отношению к плагиоклазу. В этом случае могут возникнуть структуры, аналогичные структурам замещения. Плагиоклаз и микроклин являются, таким образом, полистадийными минералами, образование которых может происходить близко-одновременно (Петровская, 1937; Белянкина и др., 1958; Дворкин-Самарский, 1961; Карпов, 1965б; Никитин, 1968). Основные структурные разновидности мамских пегматитов (гранитная с биотитом, графическая, пегматоидная (крупноблоковая), кварц-мусковитового замещения) обычно характеризуются как последовательные стадии минералообразования. Пространственная и временная последовательность этих стадий соответствует возрастанию кислотности среды минералообразования (Шмакин, Макрыгина, 1969). Каждая стадия минералообразования в мамском пегматитовом поле пространственно контролируется определенными зонами метаморфизма (Другов, Карпов, 1967). Взаимоналожение отдельных стадий в одной и той же метаморфической зоне является менее характерным. При смене высокотемпературных метаморфических зон низкотемпературными происходит возрастание кислотности среды минералообразования пегматитов и метаморфогенных жил до максимальной в зеленосланцевой фации и затем вновь ее падение (Другов, Карпов, 1971).

Зависимость химического состава минералов пегматитов от степени метаморфизма вмещающих пород установлена на примере гранатов и полевых шпатов. По данным Ю. М. Соколова (Великославинский и др., 1963; Соколов, 1970а), в гранатах из биотитовых пегматитов силлиманитовой зоны по сравнению с гранатами мусковитовых пегматитов дистеновой зоны характерно повышенное содержание пироповой составляющей и пониженное — спессартиновой. По нашим данным, особенно характерно изменение состава полевых шпатов в пегматитах различных метаморфических зон: с увеличением степени метаморфизма происходит закономерное увеличение альбитовой молекулы в щелочном полевоом шпате и соответственно уменьшение ее в плагиоклазе. Изофациальное изменение составов сосуществующих микроклина и плагиоклаза в пегматитах различных метаморфических зон при равномерном перераспределении альбитовой составляющей между полевыми шпатами, а также их структурные взаимоотношения указывают на сингенетичность этих минералов региональному метаморфизму.

Геологические факторы метаморфического образования пегматитов свидетельствуют об образовании пегматитов вследствие метаморфической дифференциации (Завалишин, Чесноков, 1960; Великославинский и др., 1963; Карпов, 1965б; Соколов, 1970а). Оторочки фемического материала, возникающие вокруг пегматитовых обособлений, состоят главным образом из биотита, амфибола, дистена, мусковита, кварца. Соотношение между составом пегматитовых обособлений и оторочкой определяется исходным составом вмещающих пород. Кроме этих очевидных геологических доказательств перераспределения и метаморфической дифференциации вещества в процессе пегматитообразования, к производным пегматитового процесса могут быть отнесены некоторые так называемые скарновые породы (Карпов, Антипина, 1965). По данным детальных геологических съемок в экзоконтактах пегматитовых тел и внутри них постоянно встречаются обособления (пропластки) кварц-гранат-амфиболовой породы, иногда с большим количеством произита. Приуроченность «скарновых» пород к участкам максимальной пегматитизации наблюдается и в региональном плане (например, на площади детальных геологических съемок в бассейне

рек Согдиондон и Ч. Олонгро). Одним из доводов в пользу магматического происхождения пегматитов приводится поворот ксенолитов вмещающих пород внутри пегматитовых тел относительно их первоначального залегания (Шмакин, Макрыгина, 1969). Однако положение ксенолитов в мамских пегматитах обычно соответствует простиранию вмещающих пород. Кроме того, поворот ксенолита сам по себе не является убедительным доводом в пользу магматического происхождения пегматитов, так как нарушение первоначального залегания ксенолитов могло происходить в допегматитовую стадию тектонической подготовки или же вследствие разворота и искривления «рамберговских перемычек» (Ramberg, 1956). Отнюдь не в пользу магматического происхождения мамских пегматитов свидетельствует отсутствие очевидной их связи с магматическими источниками.

Формирование пегматитов происходило, вероятно, как вследствие кристаллизации в последовательно раздвигаемых и одновременно выполняемых жильным материалом полостях, так и путем перераспределения или аутометасоматического замещения первичных минеральных ассоциаций при внутрижильной тектонике пегматитовых тел. Доказательством «раздвига» вмещающих пород служат своеобразные перегородки — «рамберговские перемычки», поворот которых зависит от интенсивности процесса. Другой распространенный способ образования мамских пегматитов — замещение вмещающих пород с сохранением объема, что распознается по сохранности первичной мощности пород в участках их пегматитизации (Тимофеев, 1960). Вероятно, замещение и выполнение происходили одновременно, компенсируя друг друга, с приблизительным постоянством объема. Гипотеза метаморфогенного образования пегматитов, как и любая другая гипотеза, имеет много неясностей, но она, на наш взгляд, более полно и просто объясняет рассмотренные выше характерные особенности мамских пегматитов.

В. Н. Ш А Р О В

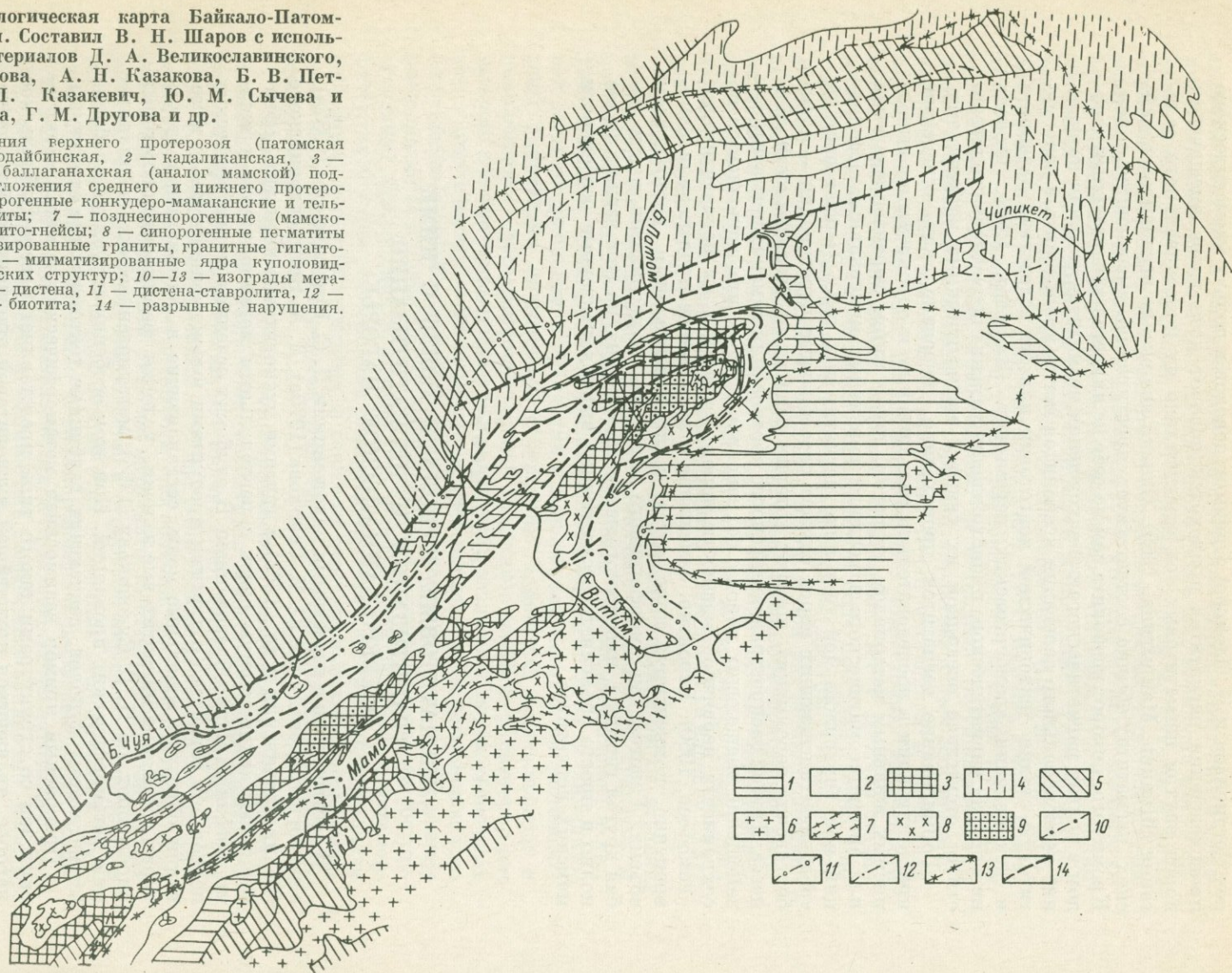
МИГМАТИТОВЫЕ КУПОЛА И СВЯЗЬ С НИМИ ГРАНИТИЗАЦИИ И ПЕГМАТИТИЗАЦИИ (СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЕ НАГОРЬЕ)

В соответствии с известными положениями Д. С. Коржинского (1937а), а также исследованиями Ю. М. Соколова (1970а), Д. А. Великославинского (Великославинский и др., 1963) и другими мусковитовые пегматиты обнаруживают закономерную связь с региональным метаморфизмом и метаморфогенным магмообразованием. В глубоких сечениях метаморфических поясов они совместно с другими продуктами высокотемпературных изменений образуют зональные поля, составляющие в региональных структурах громадные мигматитовые залежи, условия формирования которых определяют, по Н. Г. Судовикову (1964), металлогеническую специализацию метаморфических провинций. При этом особенно актуальна проблема мигматитовых куполов, венчающих глубинные тектонические структуры.

Прекрасный пример взаимосвязи метаморфических и металлогенических зон со структурами такого типа представляет Северо-Байкальское нагорье, являющееся крупнейшей мусковитовой провинцией. Мусковитовая провинция локализуется в пределах протяженной кристаллической полосы, дискордантной Бодайбинскому внутреннему прогибу. На юго-западе ее контуры совпадают с очертаниями прогиба, структура которого в этой части района описывается в литературе как Мамский синклиниорий. На северо-востоке кристаллическая полоса смещается от оси мега-

Рис. 1. Геологическая карта Байкало-Патомского нагорья. Составил В. Н. Шаров с использованием материалов Д. А. Великoslavинского, Ю. М. Соколова, А. Н. Казакова, Б. В. Петрова, Ю. П. Казакевич, Ю. М. Сычева и А. С. Флаасса, Г. М. Другова и др.

1—4 — отложения верхнего протерозоя (патомская серия): 1 — бодайбинская, 2 — кадаликанская, 3 — мамская, 4 — баллаганахская (аналог мамской) подсерии; 5 — отложения среднего и нижнего протерозоя; 6 — посторогенные конкудеро-мамаканские и тельмамские граниты; 7 — позднесинорогенные (мамско-оронские) гранито-гнейсы; 8 — синорогенные гранито-гнейсы (постпегматитизированные граниты, гранитные пегматиты); 9 — мигматизированные ядра куполовидных тектонических структур; 10—13 — изограды метаморфизма: 10 — дистена, 11 — дистена-ставролита, 12 — граната, 13 — биотита; 14 — разрывные нарушения.



структуры и ее геотектоническое положение определяется глубинными разломами.

Мамскому синклинорию свойственно аномальное строение. В его осевой части выступают самые древние отложения патомской серии, слагающие апикаль громадной мигматитовой залежи (рис. 1), которая, располагаясь в полости глубинного Абчадского разлома, воздымается в виде отдельных куполов в верхнепротерозойской метаморфической толще. Общая протяженность залежи более 300 км. В нее входят мигматитовые купола Чарвинский, Центральный, Большепатомский и Чипикетский. Морфологически это асимметричные или симметричные грибообразные структуры, что было впервые отмечено в 1971 г. Л. И. Салопом и Ю. П. Казакевич

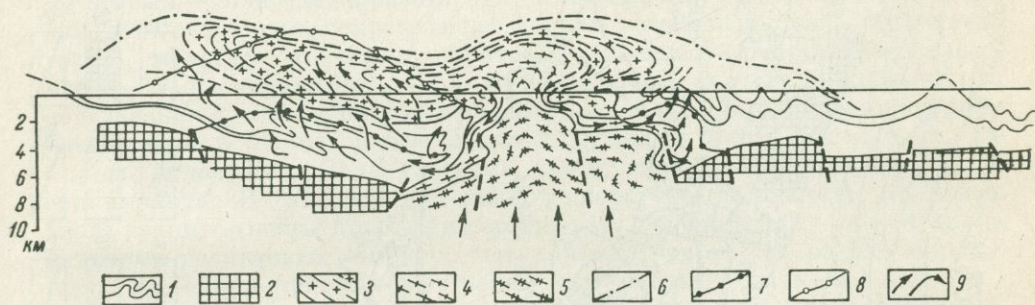


Рис. 2. Принципиальный разрез через Центральный мигматитовый купол.

1 — верхнепротерозойская метаморфическая толща; 2 — кристаллический фундамент; 3 — пегматитизированные гранитные гигантомигматиты; 4 — мигматиты; 5 — полимигматиты; 6 — граница распространения кристаллических сланцев; 7 — граница зоны высокотемпературного выщелачивания (изографа силлиманита); 8 — граница области перекристаллизации гранитов; 9 — направление движения растворов.

при изучении Чарвинской и Чипикетской структур. В процессе наших исследований установлено, что Большепатомский и Центральный мигматитовые купола также имеют грибообразную форму (рис. 2).

Мигматитовые купола эродированы на разных уровнях. Наиболее глубоко срезан Чарвинский купол, значительно меньше затронуты эрозионными процессами Большепатомский и Чипикетский купола. В ядрах мигматитовых куполов последовательно обнажаются: в Чарвинском — гранитизированные полимигматиты, в Центральном — мигматиты и гранитные пегматиты, в Большепатомском — пегматитизированные гранитные гигантомигматиты (в дальнейшем они называются просто гигантомигматитами). В Чипикетском куполе ультраметагенные породы отсутствуют. Свод Чарвинского и Центрального купола также сложен гигантомигматитами. Таким образом, в основании мигматитовых куполов залегают полимигматиты и мигматиты, в сводовых частях — гигантомигматиты. Последние окружены конформными метаморфическими зонами, в которых кристалличность парапород постепенно, по мере удаления от мигматитовой залежи, убывает (Шаров, 1972).

На тектонической схеме Байкало-Патомского нагорья (рис. 3) охарактеризованные купола входят в Центральную структурную зону, окаймленную по периферии менее мобильной кольцеобразной полосой (краевая зона). Границы между структурными зонами тектонические, совпадающие с минерализованными разрывами. Центральная структурная зона (ядра мигматитовых куполов) характеризуется складками течения. В краевой зоне развиваются структуры, окаймляющие мигматитовые купола. Наряду с нормальными изоклинальными складками здесь распространены запрокинутые (антиформные) структуры. В связи с бло-

ковым строением мусковитовой провинции в краевой зоне выступают тектонические этажи. Нижний этаж (Чуйско-Мамский блок) охарактеризован обильными складками волочения, верхний (Мамско-Витимский блок) — антиформными складками и складками течения.

В периферии мигматитовых куполов (краевая зона), где региональная мигматизация постепенно затухает, мощно проявлена метасоматическая гранитизация (Шаров, 1968). Продукты этого процесса — гранито-гнейсы — в пределах изученной площади имеют локальное развитие. Они приурочены к позднеинскладчатым и постскладчатым структурам. К первым относятся изометричные массивы в куполообразных вздутиях, ко вторым — пластинообразные тела в линейных разрывах. Состав метасоматических пород, сохраняющих внутри массивов рисунок складчатой толщи, меняется от «гранодиоритового—сиенитового» в изометричных массивах, до «гранитного» — в пластинообразных телах. Температура образования гранито-гнейсов неоднородная. Более высокотемпературные разновидности (изометричные массивы Чуйского блока) испытывают частичное плавление. Поле развития таких пород окружено изоградой силлиманита. В относительно низкотемпературных областях (Мамский блок) гранито-гнейсы более гетерогенны. Их неоднородность обусловлена наличием реликтовых структур метаморфических пород, наряду с которыми постоянно присутствуют зерна кластического циркона.

Существенно микроклиновые разновидности среди гранито-гнейсов, как правило, самые молодые. Они составляют пластинообразные тела или проникают в изометричные массивы.

Таким образом, Северо-Байкальская мусковитовая провинция характеризуется довольно простым строением. В объеме пегматитоносной полосы она представляет по существу громадную мигматитовую апикаль, контрастно выделяющуюся на фоне общей синклинойной структуры. Апикаль мигматитовой залежи составляют гигантомигматиты, а ее периферию — метасоматические гранито-гнейсы. Рассмотренные выше особенности этой залежи позволили наметить общие черты петрологической модели Северо-Байкальской мусковитовой провинции.

Согласно этой модели, мусковитовая провинция отличается длительным тектоническим и геохимическим развитием. Эволюцию этих процессов при формировании рудогенерирующих структур — мигматитовых куполов и куполообразных вздутий — удобно рассмотреть на принципиальном разрезе через Центральный мигматитовый купол. Формирование последнего обусловлено натриевым метасоматозом первичноосадочных пород, расположенных над глубинным разломом. Под воздействием этих растворов в основании тектонической структуры кристаллизуются полимигматиты и мигматиты, а в сводовой части — гигантомигматиты. По мере замедления скорости роста мигматитового купола (скорость восходящих растворов та же) растворы отжимаются в дренирующие структуры, где приводят к образованию сравнительно бедных SiO_2 пород — гранито-гнейсов гранодиоритового—сиенитового состава. В результате возникающей при этом десилификации образуются области высокотемпературного выщелачивания. Натриевыми растворами из этих областей вытесняются Si и K, которые, достигая гранитных гигантомигматитов, приводят к пегматитизации последних.

В завершающую стадию формирования мигматитовых куполов наблюдается общая инверсия щелочных растворов. В результате усиления активности K и Si в глубоких сечениях геосинклинальной призмы (основания куполов и дренирующие структуры) кристаллизуются существенно микроклиновые гранито-гнейсы. На меньших глубинах (сводовые части куполов) широко развит гидролиз полевых шпатов и мусковитообразование в пегматитизированных гигантомигматитах.

ФИЛОГЕНЕЗ МУСКОВИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Детальное геологическое картирование мусковитоносных комплексов Среднего и Южного Урала (Кейльман, 1963а; 1963б; Мельников, Мельникова, 1966) с использованием данных по другим пегматитовым провинциям Союза позволяют выяснить основные закономерности размещения мусковитовых пегматитов на Урале.

Все месторождения мусковита располагаются только в пределах гнейсово-мигматитовых комплексов, обнажающихся в ядрах структур третьего порядка, приуроченных к главным региональным поднятиям Уральского подвижного пояса — Центрально-Уральскому, Восточно-Уральскому и Зауральскому. Наиболее типичными являются уфалейский, сысертско-ильменогорский, джабык-карагайский и мариинский гнейсово-мигматитовые комплексы, где сосредоточено большинство известных на Урале месторождений мусковита (Слюдяногорское, Беркутинское, Агордяшское, Полдневское, Шумихинское, Ольгинское, Еланчик и др.). В строении гнейсово-мигматитовых комплексов Урала выделяется две основные структурные единицы: 1) гнейсовое ядро, сложенное позднепротерозойскими, реже нижнепалеозойскими осадочно-вулканогенными породами и 2) сланцевое обрамление, представленное серией осадочных, преимущественно терригенных образований палеозойского возраста.

Локализация мусковитовых месторождений в гнейсово-мигматитовых комплексах определяется литологическим, структурно-тектоническим и метаморфическим металлогеническими факторами. При этом фактор регионального метаморфизма является ведущим, определяя минерагеническую специализацию, генетические особенности и практическую ценность месторождений.

Внутри комплексов мусковитовые месторождения фиксируются обычно в гнейсовых ядрах и лишь в исключительно редких случаях отмечаются в сланцевых обрамлениях гнейсовых куполов (месторождения Куштумгинское и горы Кукушка в уфалейском комплексе). В гнейсовых ядрах мусковитовые месторождения располагаются на крыльях антиклиналей, осложняющих антиклинальные структуры третьего порядка, концентрируясь в основном в зоне сочленения гнейсового ядра и сланцевого обрамления.

Промышленный мусковит в гнейсово-мигматитовых комплексах Урала встречается в пегматитовых жилах и в зонах интенсивной перекристаллизации, накладывающейся на некоторые разновидности мигматитов.

Характерными представителями первой группы образований являются жилы №№ 1, 4, 25 и др. Слюдяногорского месторождения в уфалейском гнейсово-мигматитовом комплексе, а также многие жилы сысертского и джабык-карагайского комплексов.

По морфологическим особенностям среди пегматитовых жил выделяются несколько разновидностей — линзовидные, пластинчатые и четковидные жилы. Размеры пегматитовых образований крайне различны, от мелких инъекций до жил длиной более 100 м при мощности 5—10 м. По отношению к вмещающим породам наблюдаются согласные со сланцеватостью, продольно- и поперечносекущие жилы. Все пегматитовые жилы, исключая наиболее поздние поперечносекущие, не мусковитоносные, имеют закономерное склонение на юго-восток.

В строении пегматитов принимают участие: полевые шпаты (альбит, олигоклаз, микроклин), кварц, мусковит, биотит, иттроэпидот, апатит,

гранат, турмалин, эпидот, роговая обманка, фергусонит, колумбит, сфен, рутил, ильменит и др.

По возрасту и преобладанию полевых шпатов различаются две группы пегматитов: ранние, плагиоклазовые, согласные и продольносекущие синкинематические пегматиты I группы и поздние, микроклиновые, обычно поперечносекущие позднесинкинематические пегматиты II группы. Существенно плагиоклазовые пегматиты, в которых содержание плагиоклаза достигает 50% (в том числе альбит составляет около 30%), являются мусковитоносными. Они обогащены кварцем (40%), рудными минералами (молибденит, пирротин, халькопирит и др.) и всегда содержат иттроэпидот и фергусонит. Микроклиновые пегматиты являются непромышленными и, кроме разницы в составе полевых шпатов, в них содержится в меньшем количестве кварц (30%) и совершенно отсутствуют иттроэпидот, фергусонит.

Наиболее распространенными структурами мусковитоносных тел являются пегматоидная, блоковая и разнообразные структуры, обусловленные процессами перекристаллизации и замещения (диабласто-полосчатая, блоково-диабластическая и др.). Текстуры жил — участковая, участково-зональная, полосчатая — унаследованы ими, очевидно, от ассимилированных вмещающих пород, многочисленные реликты которых они содержат. Неслюдоносные пегматиты имеют более простое строение. Широко развитыми структурами в них являются гранитная, апографическая, блоковая, пятнисто-сегрегационная и др. Текстура их обычно массивная и значительно реже участковая.

Ослюденение чрезвычайно неравномерное, носит явно наложенный характер и нередко встречается не только внутри пегматитовых тел, но и за их пределами — в мигматизированных вмещающих породах. Кристаллы мусковита и их сростки наблюдаются в мусковитоносных зонах в виде узких полос, располагающихся параллельно сланцеватости вмещающих пород и значительно реже под углом к ней. Большинство крупных кристаллов мусковита по периферии окружено каймой чешуйчатого мусковита; при этом отмечается наличие реликтов биотита внутри кристаллов и агрегатов мусковита.

В качестве примера зон интенсивной перекристаллизации, накладывающейся на мигматиты по слюдяно-кварцевым сланцам и другим породам может служить мусковитоносная зона № 3 Слюдяногорского месторождения и часть жил сысертского комплекса. Минеральный состав мусковитоносных зон практически идентичен составу пегматитовых жил и отличается тем же своеобразием — они обогащены альбитом и минералами, заимствованными из вмещающих пород: гранатом, рутилом, молибденитом, иттроэпидотом и др.

Текстурно-структурные особенности зон определяются их генезисом и зависят от степени мигматизации и перекристаллизации пород. Для большинства уральских месторождений мусковита характерными являются постепенные переходы типичных мигматитов в мусковитоносные зоны, нередко представляющие собой грубозернистые полосчатые породы, состоящие из кварц-полевошпатовых линз, прожилков и очков, чередующихся с прослоями, в составе которых преобладает пластинчатый и чешуйчатый мусковит.

Характер зон мусковитизации в пегматитах и в зонах интенсивной перекристаллизации, их строение, форма кристаллов мусковита, тесная связь его с биотитом позволяют говорить о метасоматическом образовании мусковита за счет более раннего биотита.

Изложенные особенности состава, строения и генезиса мусковитовых пегматитов Урала являются основой для краткого рассмотрения условий их локализации.

Стратиграфическое положение. В настоящее время большинство геологов определяет возраст гнейсовых комплексов главных мусковитоносных районов Урала (Уфалейского и Сысертского) как допалеозойский (верхнепротерозойский). Критерии более низкого порядка, такие как приуроченность мусковитовых пегматитов к некоторым стратиграфическим горизонтам внутри позднепротерозойских толщ, для месторождений Урала имеют второстепенное значение. Это обусловлено тем, что гнейсовые поля мусковитоносных комплексов Урала присутствуют в породах одного и того же стратиграфического подразделения, но находятся в различных метаморфических условиях. Естественно, что и наличие или отсутствие пегматитов в каждом конкретном случае стоит в прямой зависимости от степени метаморфизма.

Тектонические условия. Размещение мусковитовых месторождений определяется пликвативными и дизъюнктивными дислокациями, весьма типичными для глубокометаморфизованных мусковитоносных комплексов с напряженной тектоникой. Наиболее крупные месторождения приурочены к локальным поперечным перегибам структур, которые четко картируются изменением простирания на $30-90^\circ$ по отношению к преобладающему субмеридиональному залеганию пород. Участки поперечных перегибов структур отчетливо фиксируют подвижную зону, пространственно совпадающую с контактом гнейсового ядра и сланцевого обрамления. Именно в таких зонах исключительно широкое развитие получила очковая и полосчатая мигматизация гнейсов, амфилолитов, сланцев. Эти тектонические ослабленные зоны подчеркнуты, кроме того, обилием жильных образований гранитоидного состава, повышенной трещиноватостью и наличием самих пегматитовых жил сложного строения, в частности мусковитоносных. Зоны имеют ширину от первых десятков сантиметров до 60 м и протяженность до первых сотен метров.

Литологический состав вмещающих пород. Мусковитоносные пегматиты залегают среди пород разного минералогического и химического состава. При этом различен не только состав отдельных горизонтов, но и литология, и химизм вмещающих комплексов мусковитоносных районов в целом. Так, в Сысертском районе около 80% пород вмещающего комплекса представлено мусковит-амфиболовыми гнейсами, а в Уфалейском 60% приходится на амфиболиты и биотит-амфиболитовые гнейсы. Однако, несмотря на такие резкие отличия в составе метаморфических толщ, устанавливаются и некоторые общие для месторождений Урала закономерности локализации мусковитоносных пегматитов в породах определенного литологического состава.

На Слюдяногорском, Шумихинском, Агордяшском и других месторождениях пегматитовые жилы с промышленными концентрациями мусковита располагаются непосредственно в мусковит-биотитовых плагиогнейсах, биотит-мусковитовых мигматитах, реже в мусковит-биотитовых кварцевых сланцах и амфиболитах. Последние в таком случае превращены в очковые или полосчатые мигматиты и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, в составе которых существенное место занимают плагиоклазы. При изучении, разведке и отработке уральских месторождений не отмечено ни одного случая залегания мусковитовых пегматитов или подстилания их неизменными амфилолитами. Установлено, что в мусковитоносных районах Урала пегматиты с промышленным ослюдением никогда не наблюдаются в микроклиновых гнейсах и в гранито-гнейсах — породах, содержащих большое количество калия и вообще полевых шпатов. Мусковитовые пегматиты также не встречаются в породах с высоким содержанием кварца. Эти данные находятся в соответствии с материалами, полученными В. С. Смирновой, В. А. Бабошиным и другими исследователями по пегматитовым полям Мамского и Карело-Кольского регионов,

которые показывают, что мусковитоносные пегматиты залегают среди пород, отвечающих по химическому составу следующим условиям: содержание K_2O не более 4%; $Fe_2O_3 + FeO + MgO$ не более 14%; SiO_2 не более 75% (Бабошин, 1969; Никаноров и др., 1971).

Ф а к т о р р е г и о н а л ь н о г о м е т а м о р ф и з м а. Учитывая отсутствие связи мусковитовых пегматитов с какими-либо интрузиями, естественно предположить, что состав и структуру возникающих в них минеральных ассоциаций определяет не эволюция остаточного магматического расплава, а термодинамические условия регионального метаморфизма и сопровождающие его метасоматические процессы.

Материалы, полученные при изучении уральских месторождений мусковита, свидетельствуют о существенной роли регионального метаморфизма высоких давлений в процессе образования мусковитоносных пегматитов (Мельников, 1972), что рассматривается на примере уфалейского гнейсово-мигматитового комплекса.

В истории метаморфического развития этого комплекса может быть выделено несколько этапов. Первый этап метаморфизма, по-видимому соответствующий гранулитам алданской фации глубинности (парагенезисы, включающие гиперстен, диопсид, альмандин-пироповый гранат), проявился только в породах гнейсово-мигматитового ядра. Метаморфические процессы, которые можно условно отнести к следующему этапу — преобразованию геосинклинальных серий рифея и нижнего палеозоя, обрамляющих в современной структуре мигматитовое ядро, — протекали на уровне зеленосланцевой фации. В связи с диапироидным перемещением мигматитового ядра породы последнего претерпели наложенный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, породы же сланцевого обрамления испытали зональный прогрессивный метаморфизм. При этом картина метаморфической зональности в обрамлении уфалейского мигматитового комплекса осложняется влиянием Главного Уральского глубинного разлома, с которым связано возникновение лавсонит-глаукофановых ассоциаций и эклогитов.

Жильная фация и металлогеническая специализация первого этапа метаморфизма неизвестны. Можно лишь сказать, что с этим метаморфизмом было связано образование жильных гранитов и некоторых разновидностей пегматитов. С зеленосланцевым метаморфизмом геосинклинальных серий связано образование жил гигантозернистого кварца. Сложный метаморфизм третьего этапа, включающий в себя целую группу геологических событий, привел к преобразованию ранних жильных фаций. С этим этапом сопряжено, в частности, возникновение гранулированного кварца за счет рекристаллизации ранних кварцевых жил. Регрессивной стадией этого этапа метаморфизма определяется появление различных типов кислотного выщелачивания. Не исключено, что метаморфизм в зонах избыточных давлений вблизи Главного Уральского глубинного разлома оказывал определенное влияние на общую петрографическую эволюцию комплекса и его минерагеническую специализацию. По всей вероятности, с заключительной регрессивной фазой данного этапа связаны метаморфические изменения, по уровню отвечающие зеленосланцевой фации, которыми обусловлена незначительная рекристаллизация метасоматитов и их сульфидная минерализация.

Процесс формирования пегматитовых тел носил длительный и сложный характер. Абсолютный возраст древних немусковитоносных пегматитов, определенный по полевым шпатам и иттроэпидоту K-Ar и U-Pb методами (Минеев, 1959; Овчинников, 1963), составляет более 1 млрд лет и полностью согласуется с геологическими данными, указывающими на локализацию пегматитовых жил в породах верхнепротерозойского возраста. С одним из поздних регрессивных метаморфических этапов связано

образование крупнокристаллического мусковита, главным образом метасоматическим путем при замещении более раннего биотита и весьма слабо проявленного образования мусковита в результате гидролиза полевых шпатов (кварц-мусковитовый комплекс). Абсолютный возраст пластинчатого мусковита, определенный К-Аг методом, составляет 350—230 млн лет.

Таким образом, зависимость пространственного положения и других особенностей пегматитовых тел от фациального уровня регионального метаморфизма свидетельствует о его ведущей роли в процессе возникновения и преобразования мусковитоносных пегматитов, которые относятся к палингенно-метасоматическим месторождениям ортометаморфического класса (Соколов, 1970а).

И. Е. КОСТИК, А. В. МИЛОВСКИЙ, В. И. ФЕДОРОВ

МУСКОВИТОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ МУГОДЖАР

В пределах Казахстанской части Урала в последние годы выявлен ряд полей мусковитовых, редкометальных и хрусталеносных гранитных пегматитов. Мусковитовые пегматиты образуют поля площадью до нескольких десятков квадратных километров и представлены олигоклазовыми и микроклин-олигоклазовыми разностями обычно с простой зональностью (Карасайское, Милысайское, Тулепсайское и др.; рис. 1). Одним из типичных полей мусковитоносных пегматитов является Карасайское поле.

Карасайское поле мусковитовых пегматитов расположено в южной части Мугоджарского мегантиклинория в верховьях реки Карасай, левого притока р. Шет-Иргиз, где пегматиты локализуются среди биотитовых, двуслюдяных или амфиболовых гнейсов южномугоджарской серии рифея, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. В структурном плане пегматитовые жилы этого поля залегают в осевой части одноименной антиклинальной структуры III порядка. Распределение пегматитов в Карасайском поле крайне неравномерное — от единичных жил до отдельных участков, где насыщенность пегматитов достигает 5—8% площади. Размеры пегматитовых жил различные — от 10 до 150 м в длину и от 0.5 до 8.0 м по мощности. Преобладают жилы с размерами 20—40 м в длину и 1.5—8.0 м по мощности. По морфологическим признакам выделяются жилы неправильной формы, линзовидные, четковидные и жилобразные.

Пегматитовые тела, содержащие мусковит в промышленных концентрациях, обычно являются дифференцированными или слабо дифференцированными, при этом зональность характеризуется последовательной сменой структурных разновидностей пегматита от контактов к центру: аплитовидная — графическая — пегматоидная — кварцевое ядро. Однако такая зональность проявляется лишь в отдельных жилах (симметрично-зональная текстура). Чаще наблюдается участково-зональная текстура.

Минеральный состав пегматитов Карасайского поля, как и вообще мусковитоносных пегматитов Мугоджар, однообразный (микроклин, олигоклаз, кварц, мусковит, турмалин, биотит, гранат, апатит, циркон, монацит и ксенотим). По соотношению полевых шпатов различаются плагиоклазовые, микроклин-плагиоклазовые, плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые пегматиты, что является важным поисково-оценочным критерием, так как плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые пегматиты, количественно не превышающие 10% общего числа пегматитовых жил Карасайского поля, являются наиболее перспективными на мусковит.

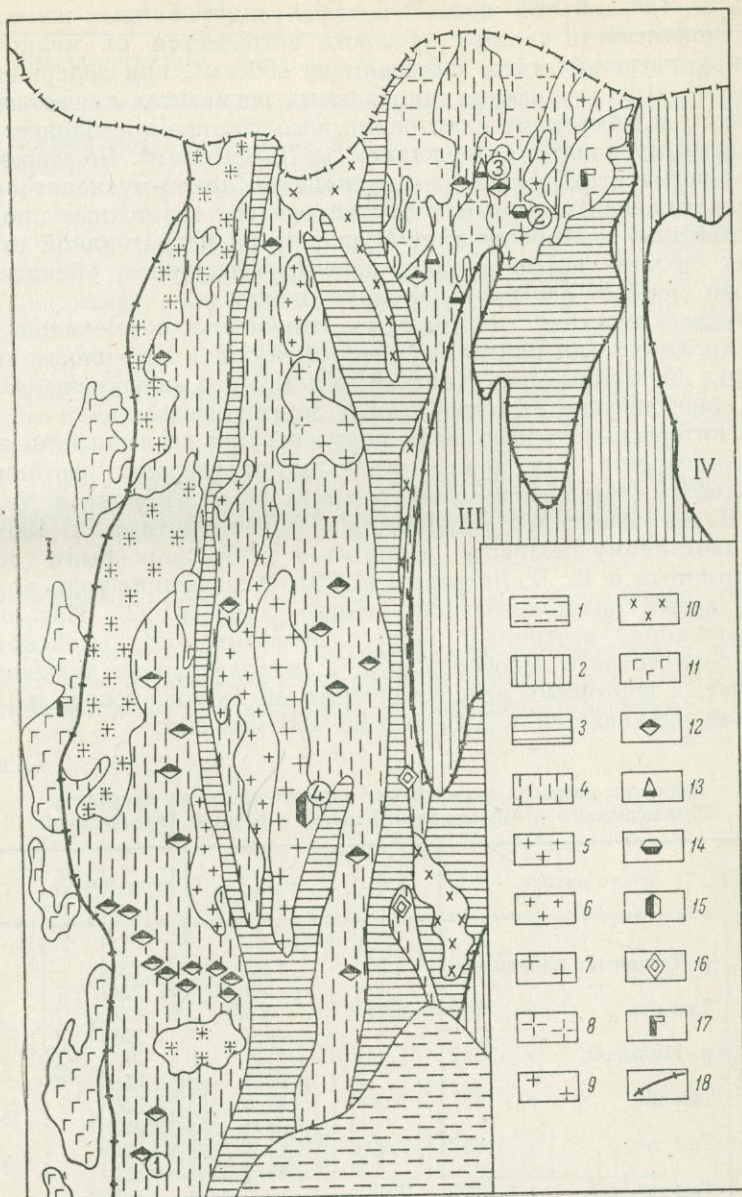


Рис. 1. Схема размещения пегматитовых полей Мугоджар. (По: И. Е. Костик).

1 — отложения мезокайнозойского покровного чехла; 2 — вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные отложения каменноугольного возраста; 3 — вулканогенно-осадочные отложения нижне-среднего палеозоя; 4 — гнейсово-сланцевый комплекс позднего протерозоя (биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и плагингнейсы, аплито- и гранито-гнейсы, амфиболиты, кварциты и слюдяные сланцы); 5—10 — гранитоиды: 5 — борлинского, 6 — акпанско-джусинского, 7 — кайрактинского, 8 — тикбутакского, 9 — талдысайского, 10 — борсуксайско-шотинского комплексов; 11 — интрузии габбро-пироксенитовой формации; 12—15 — гранитные пегматиты: 12 — мусковитоносные, 13 — редкоземельные и редкоземельно-редкометалльные, 14 — редкометалльные, 15 — хрусталеносные; 16 — щелочные пегматиты; 17 — габбро-пегматиты; 18 — границы структурно-формационных зон. I — Таило-Магнитогорский прогиб (Западно-Мугоджарский мегантиклинорий); II — Восточно-Уральское поднятие (Мугоджарский мегантиклинорий); III — Восточно-Уральский прогиб (Иргизский мегасинклинорий); IV — Зауральское поднятие. Цифра в кружке — пегматитовое поле: Карасайское (1), Верхне-Иргизское (2), Тикбутакское (3), Кайрактинское (4).

Содержание мусковита в пегматитовых жилах различное и может достигать 8—15% объема жил. В недифференцированных жилах микроклин-плагиоклазового состава мусковит встречается от мелкочешуйчатого до крупночешуйчатого, размером до 400 см², при содержании от 2 до 35 кг/м³. В полнодифференцированных пегматитах существенно плагиоклазового и микроклин-плагиоклазового состава преобладает крупнопластинчатый мусковит с содержанием до 70—80 кг/м³. По степени встречаемости в пегматитах преобладает мусковит из кварц-мусковитового замещающего комплекса, который и предопределяет возможные промышленные перспективы месторождения. Мусковит из пегматоидной структуры во многих случаях деформирован, изрезан трещинами, обладает ельчатостью, что снижает его промышленную ценность.

Необходимо отметить, что некоторые пегматиты, содержащие крупные блоки микроклина или олигоклаза, могут служить источником керамического сырья (бассейны рек Карасай, Милысай, в междуречье Актасты—Есекал, левобережье р. Карабутак и другие места).

Очень интересные данные были получены при исследовании значений изотопного возраста. Так, первые отдельные определения изотопного возраста пегматитов Мугоджар были сделаны М. А. Гаррис и др. (1960), затем А. В. Миловским и К. Г. Кнорре (1965) и другими. В 1969 г. данные по изотопному возрасту пегматитов Мугоджар были обобщены Ю. А. Бурминым и В. Л. Зверевым (1969). В последние годы нами были получены новые радиологические данные (табл. 1, 2). Как показали эти исследования, изотопный возраст пегматитов Милысайского поля и других пегматитов в левобережье р. Улыталдык имеет значения 520—570 млн лет, а изотопный возраст пегматитов Тулепсайского и Карасайского полей оценивается в 350, 400 до 460 млн лет.

Таблица 1

Значения возраста пегматитов, определенного по мусковиту Тулепсайского и Милысайского полей в Южных Мугоджарах

Номер образца	Место взятия	К, %	Ag _{возд} , %	Ag ¹⁰ ×10 ⁻⁹ , г/г	Возраст, млн лет
K-530/1	р. Тулепсай, канава 530	7.85	12.1	231	394±4
			5.9	236	
K-545/1	Там же, » 545	8.17	8.55	236.6	397±13
			9.2	255	
K-367/1	р. Милысай, » 367	7.94	11.0	365	539±40
			29.4	309	
K-337/1	Там же, » 337	7.96	37.2	356	541±24
			20.0	322	
K-393/1	Там же, » 393	7.90	11.6	373	555±30
			11.3	322	
K-427/1	Там же, » 327	7.95	17.8	338	528±15
			8.1	318	
K-409/1	Там же, » 409	7.84	16.55	379	576±20
			3.9	345	

Примечание. Определения выполнены А. П. Гревцовой в лаборатории геохронологии Уральского геологического управления.

Сопоставление всех имеющихся в литературе значений изотопного возраста пегматитов Мугоджар показано на рис. 2, из которого следует, что здесь имеется несколько возрастных «пиков» пегматитов: ~520, ~460, ~425, 380—370, 310 и 280—270 млн лет. При этом сравнительно немного значений изотопного возраста принадлежит каледонской эпохе (460—450 и 430—420 млн лет), а главные этапы пегматитообразования соответствуют

Значения возраста пегматитов и вмещающих их пород
Карасайского поля в Южных Мугоджарах

Номер образца	Название минерала (породы)	Место взятия	K, %	Ar _{возд.} , %	Ar ⁴⁰ × 10 ⁻⁹ , г/г	Возраст, млн лет
I-Кар.	Полевой шпат	р. Карасай	0.6	2.00	17.90	395 ± 10
II-Кар.	Мусковит	Там же	8.0	1.70	208.53	349 ± 10
192/1	»	Канавы 192, гл. 3 м	4.90	1.5	200.84	525 ± 15
209/1	»	» 209, гл. 2.5 м	6.77	2.0	222.49	430 ± 10
K-2	»	» 2, гл. 14 м	6.58	1.0	189.74	384 ± 10
K-11	»	» 11, гл. 6 м	7.30	2.0	227.86	410 ± 10
K-13	»	» 13, гл. 1.4 м	7.60	2.5	230.55	400 ± 10
21-1	Микроклин	Скв. 21, гл. 13 м	7.58	1.6	161.82	290 ± 10
K-15	Мусковит	Канавы 15, гл. 4.8 м	7.25	2.50	186.51	344 ± 10
РШ/4	»	Рассечка шурфа № 4, гл. 16 м	7.20	1.1	257.04	460 ± 15
19/2	Амфиболовый гнейс	Скв. 19, гл. 32 м	2.00	1.5	76.61	494 ± 15
21/2	Биотит-амфиболовый гнейс	Скв. 21, гл. 15 м	1.18	3.0	38.84	432 ± 10

Примечание. Определения выполнены В. П. Стриковым в лаборатории ЦНИГРИ Мингео СССР. Относительная ошибка определения K ± 1%. Аргон определялся методом isotopного разбавления из навески 3г, ошибка определения ± 1.5%. Константы, использованные при расчете возраста: $\lambda_k = 5.57 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$, $\lambda_\beta = 4.72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$.

раннегерцинскому времени (380—370 млн лет) и особенно концу герцинской эпохи (280—270 млн лет).

Комплекс геологических и геохимических наблюдений как будто бы показывает, что процессы пегматитизации Мугоджар связаны с процессами метаморфизма и гранитизации, о чем свидетельствуют следующие факты.

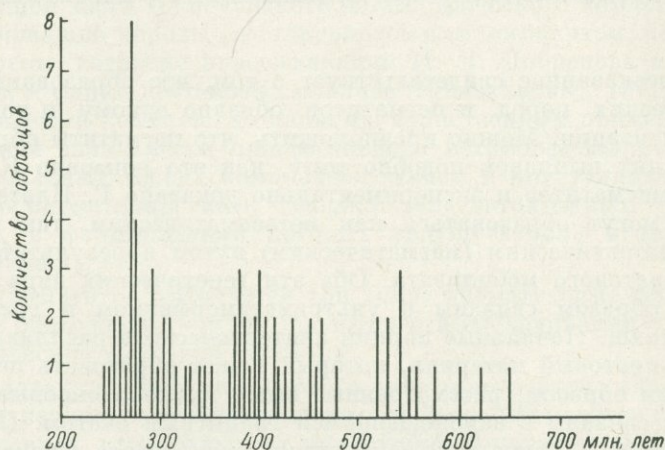


Рис. 2. Сопоставление значений возраста пегматитов Мугоджар.

Составлено на основании 76 анализов, по данным авторов, А. В. Миловского и К. Г. Кнорре (1965), Ю. А. Бурмина и В. Л. Зверева (1969), М. А. Гарриса и др. (1960), В. И. Ленных, Н. П. Поломарь (1966) и Л. С. Лозовой.

1) Мусковитоносные пегматиты приурочены к амфиболовой фации и неизвестны вне зон гранитизации. 2) Они особенно характерны для литологически контрастных серий метаморфических пород. 3) Многие пегматиты не имеют корней и каких-либо проводников. 4) Простираание пегматитов обычно совпадает с кристаллизационной сланцеватостью вмещающих кристаллических пород, падение совпадает с падением

кристаллизационной сланцеватости, а их склонение соответствует линейности вмещающих пород. 5) Образование кварц-мусковитового комплекса происходит как во вмещающих породах, так и в мусковитоносных пегматитах. 6) Значения изотопных возрастов для одних и тех же минералов пегматитовых жил и вмещающих пород одно и то же (мусковит, биотит, микроклин). 7) Начало главнейших этапов тектоно-магматической активизации региона совпадает в Мугоджарах по времени с образованием мусковитоносных пегматитовых жил, а заключительные фазы этих этапов — с образованием редкометальных пегматитов (рис. 3).

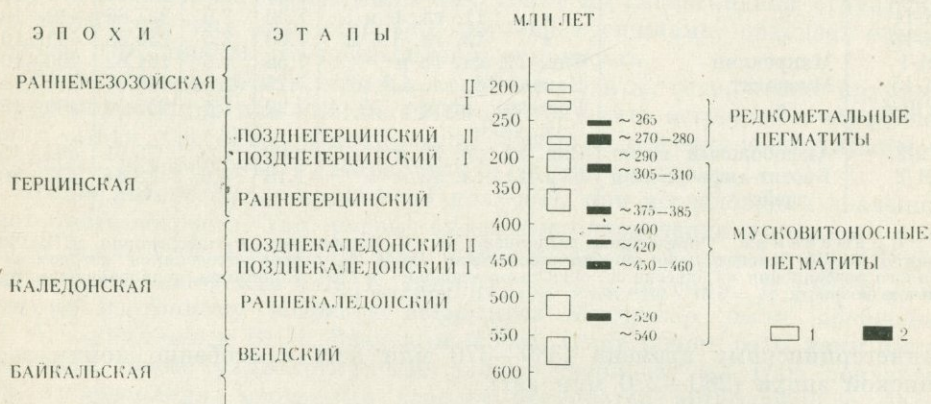


Рис. 3. Сопоставление главнейших этапов тектоно-магматической активности Мугоджар со временем образования пегматитов.

1 — этапы тектоно-магматической активности вмещающих пород; 2 — этапы пегматитообразования.

Все вышесказанное свидетельствует о том, что образование глубоко-метаморфических пород и пегматитов обязано одному и тому же процессу гранитизации. Можно предположить, что пегматиты образуются из анатектических выплавов подобно тому, как это показано К. Менертом (1974) для мигматитов и экспериментально доказано Г. Платеном (1967). Пегматиты могут образоваться как метасоматическим, так и, главным образом, анатектическим (магматическим) путем в результате обособления лейкократового мобилизата. Оба эти генетических вида пегматитов теснейшим образом связаны с ультраметаморфизмом и гранитизацией гнейсовых толщ. Начальные порции анатектического расплава дают наиболее лейкократовый материал, который может образовать пегматитовые жилы. Таким образом, рассмотренные выше мусковитоносные пегматиты генетически связаны с зарождающимся гранитным очагом. Поэтому они не ассоциируют с равномернозернистыми гранитными штоками, лишенными ориентировки биотита, а всегда с гнейсовидными гранитами, минералы которых (биотит и др.) показывают хотя бы слабую кристаллизационную сланцеватость. Такие граниты часто залегают согласно с вмещающими породами. Если где и встречаются настоящие равномернозернистые граниты, то они являются более поздними по времени по отношению к мусковитоносным пегматитам.

ПЕГМАТИТЫ ЗОНАЛЬНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

Метаморфические зональные комплексы, содержащие пегматиты, известны в Горном Алтае на крайнем юго-западе (Южно-Чуйский и Катунский хребты) и востоке (Чулышманское нагорье, Курайский, или Тонгулакский хребет, Чульчинский выступ).¹ Существуют различные представления о возрасте метаморфических пород Горного Алтая. Авторы на основании геологических данных и определений изотопного возраста относят развитие зонального метаморфизма в регионе, по крайней мере в юго-восточной его части, к нижнему палеозою (Митропольский и др., 1967). Этому же мнению придерживаются А. Н. Кононов (1961), К. Л. Волочкович, А. Н. Леонтьев (1964), Б. А. Блюман (1973). Вопрос о структурном положении метаморфических комплексов также дискуссионен. По нашим представлениям, они были сформированы в пределах мощных зон смятия вдоль осевых частей антиклиналей второго порядка, формирование которых связано с развитием глубинных разломов.

Изучение метаморфических пород региона выявило повсеместно прогрессивный характер метаморфизма промежуточного типа по давлению, ограниченный верхним пределом эпидот-амфиболитовой и, возможно, переходными условиями эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (Лепезин, 1968; Кежежинскас, Мельгунов, 1970; Блюман, 1973 и др.). Во всех известных комплексах устанавливается отчетливое зональное строение, отражающее увеличение степени метаморфизма от периферии к их центральным частям. Вместе с тем в пределах западной глубоко эродированной части южночуйского метаморфического комплекса вскрыты дистенсодержащие породы со ставролитом и силлиманитом, которые могут быть отнесены, согласно классификации Н. Л. Добрецова и В. С. Соболева (1970), к фации дистеновых сланцев (Кежежинскас, 1971). Возможно, рассматриваемый комплекс не является единственным примером подобной вертикальной зональности прогрессивного метаморфизма в регионе.

В центральных частях комплексов гнейсы и кристаллические сланцы интенсивно мигматизированы, содержат тела автохтонных гранитоидов и пегматиты, в формировании которых ведущую роль играли процессы метаморфизма.

Среди пегматитов выделяется три типа: мигматитовые пегматиты, пегматоидные обособления стадии кислотного выщелачивания и палингенно-метасоматические (Соколов, 1970а).

Формирование пегматитов первого типа генетически связано с процессом гранитизации и со становлением гнейсово-мигматитового комплекса в *P-T* условиях переходных от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации. Сегрегация кварц-полевошпатового материала способствовала появлению среди гнейсов не только мелко- и среднезернистых лейкократовых пород (мигматитов), но и порфиробластических послынных тел пегматоидного облика. Эти же породы встречаются непосредственно в авто-

¹ В статье не рассматриваются пегматиты, связанные с интрузивными герциническими комплексами, имеющие ярко выраженную редкометалльную специализацию. В отличие от описываемых ниже эти пегматиты являются преимущественно микроклиновыми, не обнаруживают избирательной пространственной приуроченности к зональным метаморфическим комплексам и могут быть встречены в различных по степени метаморфизма породах.

хтонных гранитоидах в виде многочисленных шпирообразных недифференцированных выделений сложных очертаний, иногда занимающих значительный объем в теле гранита, с которым рассматриваемые пегматиты образуют постепенные переходы. Наблюдения показывают, что существенную роль в локализации пегматитов этого типа играл структурный фактор, а сами породы имеют автохтонное происхождение. Пегматиты характеризуются средне- и крупноблоковой структурой и состоят из кварца, плагиоклаза (№№ 15—32), биотита ($Ng' = Nm' = 1.617 - 1.619$, $f = 40\%$), граната и турмалина, спорадически присутствуют также силлиманит и роговая обманка. В пегматитах, не содержащих роговую обманку, присутствуют апатит, ортит, реже циркон, сфен, ильменит и магнетит. Для роговообманковых разновидностей, имеющих ограниченное распространение, ведущее значение среди акцессорных минералов имеют сфен и клиноцоизит, меньше — ортит; циркон присутствует в виде единичных мелких зерен. В целом минеральный состав мигматитовых пегматитов находится в прямой зависимости от состава мигматитов и автохтонных гранитоидов.

Пегматоидные обособления второго типа широко развиты в экзоконтактах автохтонных гранитоидов и имеют непосредственную связь с процессом контактового воздействия последних на окружающие гнейсы. Это воздействие проявилось в обогащении гнейсов биотитом и акцессорными минералами — ильменитом, магнетитом, рутилом, турмалином, цирконом и ортитом, а также в развитии порфиробластеза и образовании пегматоидных обособлений. Порфиробласты представлены крупными (до 8×2.5 см) метакристаллами андалузита, кордиерита и плагиоклаза. В ряде случаев наблюдаются переходы от порфиробласт отдельных минералов к более крупным полиминеральным пегматоидным обособлениям — линзам и жилам, согласно залегающим среди гнейсов. О сегрегационной природе порфиробласт и пегматоидов свидетельствуют хорошо выраженные структуры разрастания, собирательной перекристаллизации минералов — амебоидная, симплектитовая и бластопойкилитовая, а также появление своеобразной зональности вокруг порфиробласт и обособлений, которая отражает последовательную смену минерального состава. Количественные соотношения минералов в зонах широко варьируют с резким преобладанием одного из них. По минеральному составу и структуре среди пегматоидных обособлений стадии кислотного выщелачивания выделяются: 1) мелкие гвезды, сложенные метакристаллами андалузита или кордиерита и крупноблоковым плагиоклазом и кварцем; 2) жилы преимущественно кварцевого состава с большими скоплениями метакристаллов андалузита, кордиерита, дистена и силлиманита; 3) линзы и жилы, содержащие высокоглиноземистые минералы и отличающиеся четко выраженным зональным строением. Указанные группы пегматоидов с высокоглиноземистыми минералами характерны только для контакто-измененных пород метаморфических комплексов юга и юго-востока Горного Алтая, где прогрессивному метаморфизму подверглись главным образом алевро-пелитовые флишеидные толщи. Среди метаморфизованных вулканогенно-карбонатно-терригенных отложений порфиробластез приводит к возникновению метакристаллов полевого шпата (плагиоклаза, иногда микроклина) и пегматоидных обособлений кварц-полевошпатового состава.

Плагиоклаз пегматоидов представлен олигоклаз-андезином (№ 19—35). Кордиерит ($Ng' = 1.545$, $Np' = 1.533 - 1.535$, $Nm' = 1.538 - 1.541$) относится к бедной железом и богатой магнием (до 10% MgO) разновидности ($f = 17 - 19\%$). Андалузит образует крупные (10×4 см) идиоморфные кристаллы красновато-бурого цвета, $Ng' = 1.643$, $Np' = 1.629 - 1.631$, $Nm' = 1.638$. Дистен и силлиманит встречаются значительно реже андалузита

и кордиерита и иногда в виде мономинеральных скоплений. Гранат из пегматоидов этого типа по составу соответствует гранату метаморфических пород с содержанием алмандина 15—23%, пироба 7—8%, спессартина 70—77%.

Детальные исследования порфиробластических гнейсов и мелких тел пегматоидов, содержащих высокоглиноземистые минералы, позволили подсчитать балансы вещества приконтактовых преобразований пород. Выяснилось, что основным отличием химизма кристаллических сланцев и гнейсов, подвергшихся этим преобразованиям, в целом является их обогащение калием, а в локальных участках развития порфиробласт и пегматоидных обособлений устанавливается местное перераспределение порообразующих окислов.

Пегматиты третьего типа, выделенные как палингено-метасоматические, детально изучались нами в пределах южночуйского метаморфического комплекса. Данный комплекс интересен тем, что здесь, как показывают детальные исследования, метаморфизм кордиерит-амфиболитовой фации протекал в условиях повышенных давлений, и тем самым впервые для Горного Алтая установлен промежуточный по режиму давления тип прогрессивного метаморфизма. Эти условия в конечном счете и определили мусковит-редкометалльную специализацию рассматриваемых пегматитов. Эти пегматиты образуют слабо дифференцированные и недифференцированные жильные тела. Для многих пегматитовых жил характерно секущее положение по отношению к вмещающим гнейсам, крутое падение, пластообразная и нередко трубообразная форма тел. Жилы пегматитов этого типа встречаются в основном среди более высокотемпературных пород — гнейсов центральных зон комплексов, реже среди пород низких ступеней эпидот-амфиболитовой фации. Хотя непосредственно взаимоотношения этих пегматитов с мигматитами и автохтонными гранитоидами неизвестны, такое геологическое положение их может свидетельствовать о связи с очагами автохтонной гранитизации, что позволяет рассматривать пегматиты третьего типа как дифференциаты этих очагов.

Среди описываемых пегматитов выделяются пятнисто-сегрегационные и крупноблочные структурные разновидности кварц-альбит-олигоклазового состава с подчиненным количеством мусковита, биотита, турмалина, граната и редко — с микроклином. Графические сростания не встречены. Акцессорные минералы представлены цирконом, меньше сфеном, ильменитом, монацитом, ксенатимом, уранинитом, эксенитом, встречаются также пирротин, пирит, гематит и халькопирит. Пегматиты несут следы метасоматических преобразований — развитие кварц-мусковитового вмещающего комплекса.

Мусковит обильно выделяется по трещинам в блоковом полевым шпате, образуя дендритообразные и веерообразные скопления тонких лейст, а также по границе обособлений кварца с полевым шпатом. Кроме листового мусковита, в пегматитах встречаются его толстотаблитчатые кристаллы с отчетливой лестничной отдельностью, резко снижающей его промышленную ценность. По оптическим свойствам мусковит однообразен и одинаков с мусковитом приконтактовых гнейсов: $N_g' = 1.600 - 1.608$, $N_m' = 1.595 - 1.606$, $N_p' = 1.563 - 1.569$. Плагноклаз пегматитов представлен альбитом и альбит-олигоклазом № 2—14. У самого контакта жил основная плагиоклаза повышается до № 21. Гранат встречается в виде идиоморфных кристаллов, часто раздробленных и сцементированных кварцем и слюдой. По составу гранат относится к спессартин-альмандиновому ряду (спессартин — 50.4—68.7%, алмадин — 23.0—36.6%, пироб — 1.8—12.1%). Обращает на себя внимание приуроченность акцессорной редкометалльной минерализации, а также турмалина, эпидота, апатита, пирротина и халькопирита к участкам мусковитизации. Харак-

терно цепочечное расположение зерен этих минералов, уплощенный облик кристаллов турмалина и выделение эпидота в виде плоских «лепешек», зажатых между лейстами мусковита. Множество включений даже в хорошо ограненных кристаллах уранинита и апатита позволяет рассматривать последние как метакристаллы. Все это показывает, что отложение названных минералов связано с более поздним преобразованием пегматитов. Об этом же свидетельствует низкое, не характерное для уранинита собственно пегматитового генезиса, содержание редких земель (0.1%) и ThO_2 (0.137%) в его метакристаллах.

В целом для палингенных пегматитов характерно следующее. Их мусковитизация отмечается на всем протяжении центральных зон комплексов. Наиболее сильная мусковитизация с образованием толстотаблитчатых, крупнолистовых разностей мусковита устанавливается в пегматитах, залегающих среди ставролитовых и дистен-силлиманитовых кристаллических сланцев и гнейсов. Радиографическим исследованием мусковита из пегматитов этого типа установлено, судя по характеру распределения в нем рассеянного урана, более позднее вхождение этого элемента в мусковит. Наличие среди треков большого количества непротяженных на глубину плоских ромбических фигур указывает на то, что после вхождения урана в слюду последняя испытала повышение температуры — «отжиг», в результате которого деформированные осколками урана участки слюд частично упорядочились, были залечены и потому менее протравливались, чем позднее образовавшиеся треки (Гегузин и др., 1966).

Термобарометрические исследования пегматитов первого и второго типов показали близость условий их формирования с окружающими гнейсами и мигматитами (Долгов и др., 1970; Кебезинская, Мельгунов, 1970). Наложенные на палингенные пегматиты метасоматические изменения (кварц-мусковитовый замещающий комплекс, аксессуарная редкометалльная минерализация) указывают на существенную роль регрессивной стадии в их развитии. Результаты термобарометрии свидетельствуют, что преобразование в телах пегматитов происходило в интервале сравнительно низких температур (120—140°С — температуры гомогенизации двух-, трех- и четырехфазовых включений) и в течение длительного времени. Для пегматитов, отличающихся интенсивной мусковитизацией, характерно обилие многофазовых низкотемпературных включений в кварце.

Таким образом, по геологическому положению, характеру внутреннего строения, минеральному составу, присутствию мусковита и комплексу аксессуарных минералов пегматиты третьего типа следует относить к пегматитам мусковит-редкометалльной формации. Об этом свидетельствуют также составы гранатов, которые по содержанию пирропа (до 12%) отвечают гранатам мусковитовой формации, а по содержанию спессартина (до 68.6%) принадлежат, по классификации Ю. М. Соколова (1970а), к редкометалльной формации.

Положение рассмотренных пегматитов в ядрах приразломных структур, характеризующихся тектонической мобильностью в течение всего времени формирования метаморфических комплексов, а также минералогические и геохимические данные показывают, что по условиям образования эти пегматиты коренным образом отличаются от мусковитовых пегматитов промышленного типа.

ЗОНАЛЬНОСТЬ БИРЮСИНСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ В СВЯЗИ С ПРОЦЕССАМИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Бирюсинский район входит в состав Восточно-Саянской мусковитоносной провинции. Бирюсинская серия, породы которой слагают район месторождения, рассматривается нами не как единое образование архейского (Коноплев, 1937; Хильтова, 1961; Хильтова, Крылов, 1964; Никитина, Хильтова, Шулешко, 1968) или протерозойского (Дибров, 1958; Хоментовский и др., 1960; Предтеченский, 1967; Рассказчиков, 1968, 1971) возраста, а как полиметаморфическая толща, состоящая из двух разновозрастных комплексов: нижнего «мигматитового» комплекса, предположительно архейского возраста и верхнего «сланцевого» нижнепротерозойского возраста.

Нижний комплекс сложен интенсивно мигматизированными биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами и амфиболитами. В метаморфической эволюции комплекса четко намечается два регионально проявленных этапа: метаморфизм гранулитовой фации и высокотемпературный диафторез амфиболитовой фации, что убедительно доказывается исследованиями Ю. М. Соколова и В. М. Таевского (Соколов, Таевский, 1970). Породы верхнего комплекса, по нашему мнению, прогрессивно метаморфизованы в *P-T* условиях кианит-альмандин-мусковитовой, местами ставролит-дистен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации того же этапа метаморфизма, который обусловил диафторез архейских гранулитовых образований. На современном эрозионном срезе породы «сланцевого» комплекса сохранились лишь в ядерной части крупной субмеридиональной синклинали складки, обуславливая тем самым как бы симметричную метаморфическую зональность района.

Формирование тектонической структуры района происходило в несколько этапов. Архейская складчатость, синхронная метаморфизму гранулитовой фации, по-видимому, выразилась в образовании пологих куполовидных складок, завуалированных последующими деформациями. Основные элементы структуры района были сформированы в этап нижнепротерозойской складчатости, в течение которой имели место неоднократные изменения направления действующих тектонических сил. Первоначально, в процессе субширотного сжатия, была сформирована основная складчатая структура района в виде крупной, опрокинутой к востоку синклинали складки, осложненной более мелкими изоклинальными складками того же направления. Шарнир синклинали полого погружается на юг. Позднее силы сжатия изменили свое направление на северо-западное. В северной части площади, включающей основные промышленно-мусковитоносные узлы района, эти силы вызвали образование пологих поперечных перегибов, а в южной — двух крупных сопряженных складок северо-восточного направления, существенно изменивших первоначальную структуру этого участка. Закончилось формирование нижнепротерозойской структуры района вновь в обстановке субширотного сжатия, приведшего к формированию субмеридиональных зон интенсивного рассланцевания и трещиноватости и к смятию пород в мелкие складки. Шарниры складок круто погружаются на север параллельно линейности кристаллов дистена, слюды и склонению мусковитоносных зон в пегматитовых жилах. Во времени эта деформация совпадала с регрессивной стадией регионального метаморфизма амфиболитовой фации и обусловила неравномерность регрессивных изменений в породах толщи. Наиболее широко эти процессы проявились в зонах рассланцевания и трещиноватости и выразились в их интенсивной мусковитизации и кислотном выщелачивании пород.

Таковы в общих чертах наши представления о геологическом строении района и последовательности геологических процессов, обусловивших, как будет показано ниже, зональность пегматитового поля района.

Пегматитовые жилы Бирюсинского района представляют собой, как правило, одиночные тела сравнительно простой формы и небольших размеров. Непосредственные наблюдения над взаимными пересечениями пегматитовых жил разного минерального состава и строения свидетельствуют, что в районе имеются две возрастные группы пегматитов. Наиболее ранними являются пегматиты плагиоклазового и существенно плагиоклазового состава, а более поздними и наиболее широко развитыми — плагиоклаз-микроклиновые пегматиты. В пределах толщи те и другие распределены весьма неравномерно и характеризуются значительной изменчивостью минерального состава и структур.

Зоны повышенной концентрации пегматитовых жил в толще ориентированы преимущественно параллельно направлению северо-восточных складок. Очень часто они имеют форму кулис, состоящих из серии субмеридиональных зонок повышенной концентрации (рис. 1). Это говорит о том, что значительная часть пегматитовых жил района выполняет полости отслоения и трещины скола в ядерных частях поперечных перегибов, образованных в стадию северо-западного сжатия толщи. Состав этих жил, как явствует из сопоставления схемы концентрации жил (рис. 1) со схемами зональности пегматитового поля по составу полевых шпатов (рис. 2) и слюд (рис. 3), как правило, плагиоклаз-микроклиновый, существенно биотитовый. Пегматиты существенно плагиоклазового состава, синхронные субмеридиональной складчатости, по-видимому, были распределены в толще сравнительно равномерно и их распределение мало отразилось на общей картине насыщенности толщи пегматитовыми жилами.

Распределение пегматитов по составу полевых шпатов и слюд подчинено структурному плану вмещающей толщи, и особенно четко метаморфической зональности. Существенно биотитовые микроклиновые и плагиоклаз-микроклиновые пегматиты развиты главным образом в зоне двухполевошпатовых мигматитов. В зоне дистен-альмандин-мусковитовой и ставролит-дистен-мусковитовой субфаций пегматитовые жилы этого состава встречаются редко и группируются в узкие, часто кулисообразные полосы северо-восточного направления, секущие границы метаморфических зон (рис. 2). Наиболее характерны для этой зоны метаморфизма жилы микроклин-плагиоклазового и плагиоклазового состава с биотитом и мусковитом.

Отклонения от указанных закономерностей в размещении пегматитов различного состава объясняются, с одной стороны, перемещениями (интрузиями) пегматитового материала из зоны мигматитов в зону дистен-альмандин-мусковитовой субфации метаморфизма, а с другой — влиянием наложенных процессов микроклинизации и мусковитизации, проявившихся в различных участках толщи с различной интенсивностью. Наложеными метасоматическими процессами объясняется и характер распределения в толще пегматитов с визуально видимой аксессуарной минерализацией в виде апатита, турмалина, ортита, берилла, сульфидов, а также зональность в размещении структурных разновидностей пегматитов.

Большинство жил района сложено либо пегматитом мелкозернистой и аплитовидной структур, либо пегматитом неяснографической структуры с участками и зонками микроклиновой графитки и оторочками из мелкозернистых и аплитовидных разновидностей. Первые из них отмечаются главным образом в зоне двухполевошпатовых мигматитов, а вторые развиты в равной мере в зоне мигматизации и в зоне дистен-альмандин-мусковитовой

субфации метаморфизма (рис. 4). Характерно, что те и другие не несут видимой акцессорной минерализации, за исключением повсеместно встречающегося граната. Апатит, турмалин и прочие, отмеченные выше акцес-

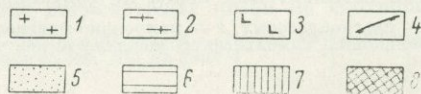
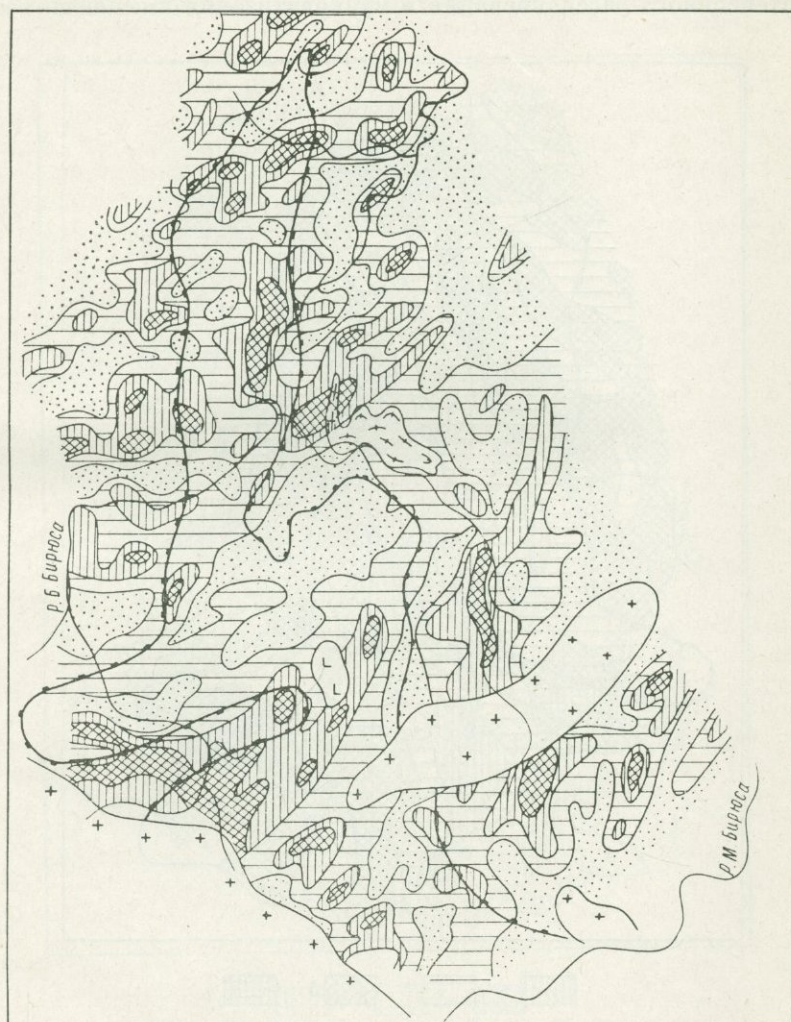


Рис. 1. Схема относительной концентрации пегматитовых жил в метаморфических породах Бирюсинского мусковитоносного района.

1 — палеозойские граниты, граносиениты, сиениты, сиенит-порфиры (огнитский комплекс); 2 — нижнепротерозойские, синметаморфические биотитовые гнейсо-граниты (бирюсинский комплекс); 3 — нижнепротерозойские гипербазиты, апогипербазиты (идарский комплекс); 4 — изограда двуполовошпатовых мигматитов; 5—8 — участки с различной частотой встречаемости пегматитовых жил (в %): 5 — 0—10, 6 — 10—20, 7 — 20—30, 8 — > 30. Концентрация выражена как частота встречаемости пегматитовых жил, обнаруженных поисковыми выработками на элементарной площадке в 1 м².

сорные минералы, а также промышленное ослюдование наблюдаются лишь в жилах, в строении которых принимают участие пегматиты апографической, блоковой структур и кварц-мусковитового замещающего

комплекса. Встречаются эти жилы как в зоне диафтореза, так и в зоне прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, однако в последней они распространены более широко. Жилы группируются в узкие зоны субширотного направления, пространственно часто совпадающие с зонами интенсивного расщелачивания и мусковитизации вмещающих пород.

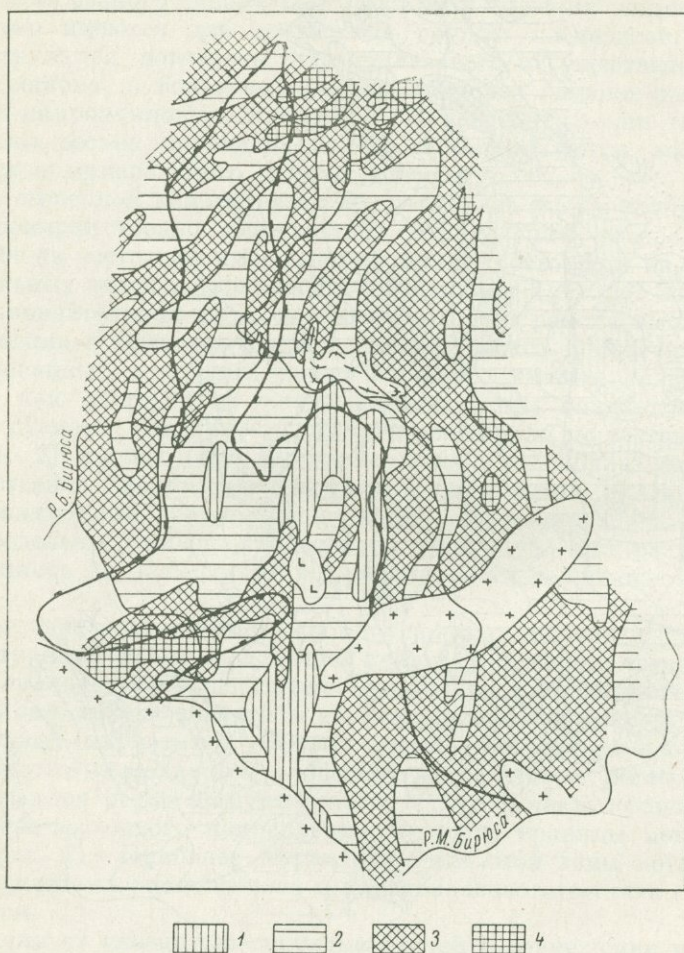


Рис. 2. Схема зональности пегматитовых полей по соотношениям полевых шпатов.

1—4 — поля пегматитов: 1 — плагиоклазовых, 2 — микроклин-плагиоклазовых, 3 — плагиоклаз-микроклиновых, 4 — микроклиновых. Остальные обозначения те же, что на рис. 1.

В ряде случаев зоны занимают секущее положение по отношению к изографам метаморфических зон и к складкам северо-восточного направления. Все это позволяет утверждать, что формирование пегматитов апографической и блоковой структур, структур кварцевого замещения и связанной с ними аксессуарной минерализации и промышленного ослюденения произошло в иной тектонической обстановке, нежели образование первичных пегматитов и в более позднее время, чем северо-восточная складчатость и региональный метаморфизм амфиболитовой фации.

Анализ минеральной зональности Бирюсинского пегматитового поля в связи с метаморфической зональностью района и его структурой приводит нас к выводу, ранее высказанному Ю. М. Соколовым (1970а), что

все пегматиты района независимо от состава и структурных особенностей генетически связаны с процессом регионального метаморфизма амфиболитовой фации. Однако способы образования пегматитов в процессе метаморфизма, по нашему мнению, были различны. В районе выделяется три генетические группы метаморфогенных пегматитов: 1) пегматиты

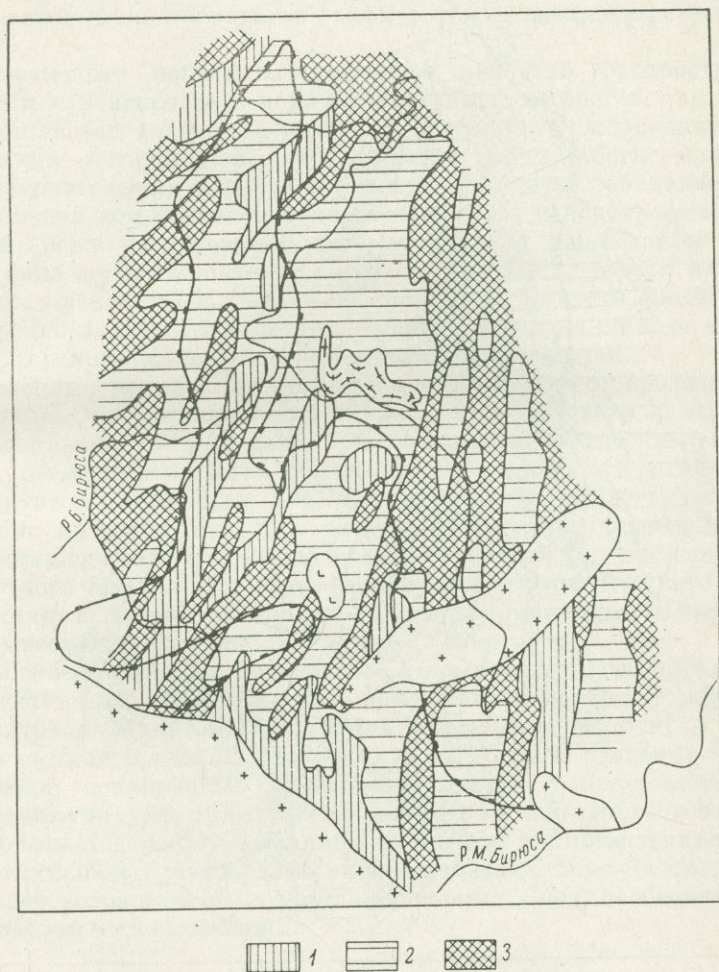


Рис. 3. Схема зональности пегматитовых полей по соотношениям слюд.

1—3 — поля пегматитов: 1 — мусковитовых, 2 — биотит—мусковитовых, 3 — существенно биотитовых. Остальные обозначения те же, что на рис. 1.

собственно метаморфические; 2) пегматиты метамагматические; 3) пегматиты замещенные, метасоматизированные.

Метаморфические пегматиты образовались в процессе метаморфической дифференциации и сегрегации кварц-полевошпатовой составляющей вмещающих пород при участии натрового метасоматоза. Во времени их образование синхронно основной, субмеридиональной складчатости района. Состав пегматитов существенно плагиоклазовый мусковит-биотитовый и биотитовый, структура мелкозернистая. Наблюдаются они в виде согласных, часто будинированных жил и линз, пользующихся сравнительно небольшим распространением в обеих метаморфических зонах.

Пегматиты метамагматические образовались в результате анатексиса метаморфических пород и выборочной мобилизации расплава, отвечающего по составу гранитной эвтектике. Состав пегматитов во времени изменяется от микроклин-плаггиоклазового до плаггиоклаз-микроклинового

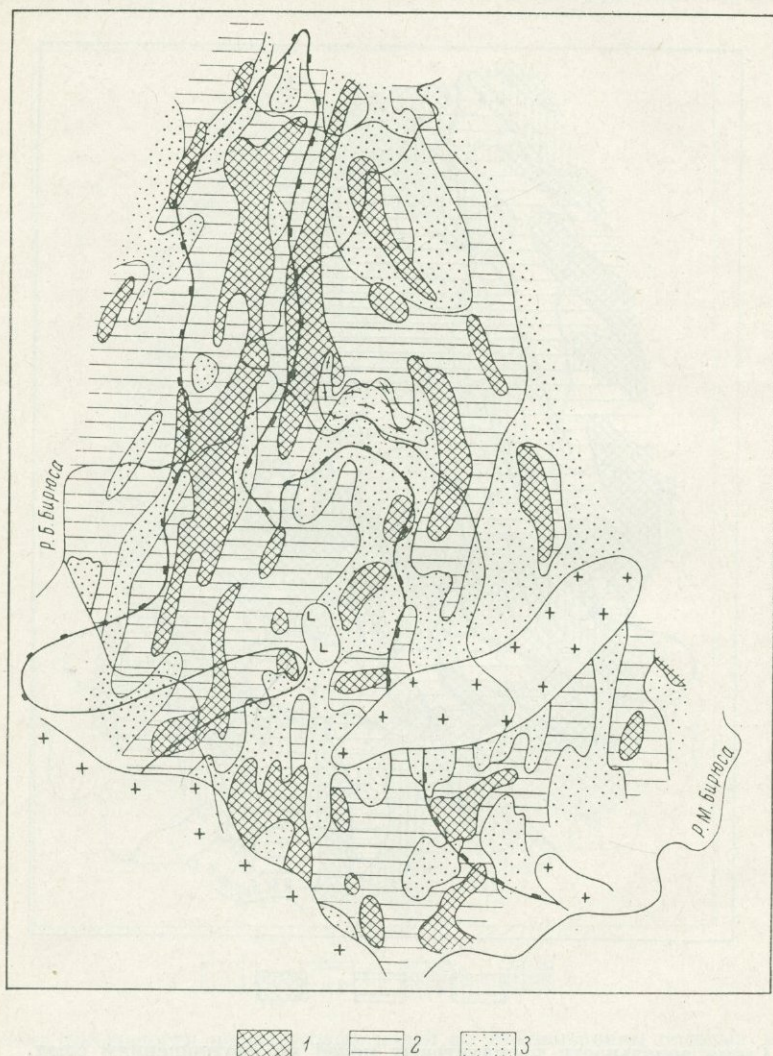


Рис. 4. Схема зональности пегматитовых полей по преобладающим структурным разновидностям пегматитов.

1—3 поля пегматитов: 1 — неяснографической структуры в сочетании с апографической и блоковой, 2 — неяснографической структуры с участками пегматита графической, мелкозернистой и аплитовидной структур, 3 — преимущественно мелкозернистой и аплитовидной структур. Остальные обозначения те же, что на рис. 1.

в соответствии с закономерной сменой состава сквозьмагматических растворов, вызвавших палингenez. По составу слюд пегматиты существенно биотитовые. Образование пегматитов синхронно северо-восточной складчатости. В зависимости от места кристаллизации расплава среди них выделяются пегматиты неперемещенные и перемещенные. Те и другие в зависимости от характера кристаллизации разделяются на дифференцированные и недифференцированные (Дибров, 1958).

Неперемещенные пегматиты развиты исключительно в пределах нижнего «мигматитового» комплекса и связаны с мигматитами постепенными переходами. Они слагают маломощные жилы, согласные с полосчатостью вмещающих пород. Структура пегматита аплитовидная, мелкозернистая, иногда порфириовидная, текстура жил массивная. Текстура дифференцированных жил участковая, участково-зональная, обусловленная наличием участков и зон пегматитов графической и неяснографической структур.

Перемещенные пегматиты являются наиболее распространенными в районе и наблюдаются в породах как «мигматитового», так и «сланцевого» комплексов в виде согласных и секущих тел пластинчатой, часто с апофизами, четковидной, штокообразной форм, достигающих в ряде случаев значительных размеров. Текстура тел часто зональная, обусловленная сменой зон пегматитов мелкозернистой, неяснографической, графической, реже пегматоидной структур. Часто наблюдается кварцевое ядро. В зоне пегматоидного пегматита иногда наблюдаются клиновидные кристаллы мусковита. Недифференцированные разности среди них встречаются редко и ничем, исключая секущее положение жил, не отличаются от недифференцированных неперемещенных пегматитов.

Замещенные пегматиты образуются в результате процессов перекристаллизации, микроклинизации и кварц-мусковитового замещения, накладывающихся в той или иной степени на метаморфические и метамагматические пегматиты на регрессивной стадии регионального метаморфизма амфиболитовой фации. Как уже отмечалось выше, процессы эти наиболее интенсивно проявились в пегматитовых жилах, располагающихся в зонах рассланцевания и трещиноватости, связанных с последним этапом субширотного сжатия. Последовательность метасоматического минералообразования в пегматитах определялась закономерным изменением состава метасоматизирующих растворов.

В заключение еще раз подчеркнем, что все пегматиты района являются метаморфогенными образованиями, возникшими в процессе метаморфизма амфиболитовой фации. Распределение пегматитов различного состава по полевым шпатам и слюдам находится в отчетливой зависимости от метаморфической зональности вмещающих пород: с повышением степени метаморфизма до субфации двуполевошпатовых мигматитов в составе пегматитов повышается роль микроклина и биотита, а с повышением интенсивности регрессивных преобразований вмещающих пород в составе пегматитов резко возрастает роль крупноразмерных слюд, особенно мусковита и акцессорной минерализации.

Ю. И. ЗАХАРОВ

МУСКОВИТОВЫЕ И МУСКОВИТ-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ ТАЙМЫРА

Таймырская мусковитовая провинция является составной частью пегматитового пояса обрамления Сибирской платформы. В геотектоническом отношении провинция представляет собой сегмент Карского срединного массива, разделяющего миогеосинклинальные зоны поздних каледонид (Северная Земля) и поздних герцинид (Таймыр). Пегматитовмещающие метаморфические комплексы и подавляющее большинство плутонических образований приурочены исключительно к отложениям нижнего и среднего протерозоя. Существующая стратиграфическая схема

докембрия базируется на выделении в регионе двух консидементационных структурно-фациальных зон — эвгеосинклинальной (Восточный Таймыр) и миогеосинклинальной (Западный и Центральный Таймыр) с подразделением метаморфизованных пород на гнейсовый и филлитовый комплексы. Метаморфические комплексы сформированы проявлением двух этапов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, соответствующих двум орогеническим циклам — в конце раннего и в конце среднего протерозоя. Раннепротерозойский метаморфизм протекал в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Среднепротерозойский метаморфизм был основным и с ним связывается образование полифациальной зональности, которая по своему характеру близка к фациальной серии метаморфитов умеренных давлений типа «барроу», местами значительно отклоняясь в сторону низких давлений (Шулятин, Захаров, 1974). В северной части Центрального Таймыра, где зафиксировано наибольшее количество пегматитов (более 5000 тел), установлены шесть метаморфических зон: 1) серицит-хлоритовая (изограда биотита) и 2) биотит-серицитовая субфации фации зеленых сланцев (изограда граната, переход актинолита в роговую обманку), 3) эпидот-амфиболитовая фация (изограда ставролита), 4) ставролит-альмандиновая (изограда дистена), 5) дистен-альмандиновая (изограда силлиманита) и 6) силлиманит-альмандин-мусковитовая субфации амфиболитовой фации (см. вклейку). Последняя зона имеет наиболее широкое распространение и занимает площадь более 10 000 км². На северо-восточном окончании зоны, в районе залива Вальтера, островов Норденшельда и п-ва Зари, обнаруживаются андалузитовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы. Здесь изограда андалузита занимает точно такое же положение, как и изограда дистена. Андалузит встречается в ассоциации со ставролитом, имея с ним реакционные соотношения, кордиеритом, содержащим нередко реликты ставролита, и силлиманитом. Возможно, что породы данного района испытали метаморфизм фациальной серии низких давлений (андалузит-силлиманитового типа) или произошло наложение одного типа метаморфизма на другой (диафгорез низких давлений), что более подтверждается фактическим материалом. На территории распространения пород, метаморфизованных в силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации амфиболитовой фации, широко проявлены процессы двухэтапного ультраметаморфизма — мигматизации, метасоматической гранитизации и реоморфизма, обусловивших образование и широкое площадное распространение пород гранитоидного состава. Гранитоиды относятся, в основном, к натрово-калиевому ряду. С концом среднепротерозойской и, по-видимому, началом позднедокембрийской складчатости связывается формирование комплекса магматических мусковитизированных гранитов (позднеорогенных). Многофазные интрузии этих пород локализованы исключительно среди метаморфических комплексов нижнего протерозоя в зоне диафгореза низких давлений. Морфология и размер интрузий, характер жильных пород (в частности, пегматитов), а также химизм гранитов подчинены стадийности магматического процесса.

В общей геологической истории Таймырской складчатой системы определенным комплексам гранитоидов прямо или косвенно отвечают и определенные генетические группы пегматитов, характеризующая собой этапы развития подвижной зоны. Специфика пегматитов, проявляющаяся в размещении и пространственной ориентировке, особенностях морфологии, внутреннего строения, состава, минерализации и других аспектах, обусловлена образованием их либо при региональном метаморфизме (ультраметаморфизме) дистен-силлиманитового типа, либо в процессе магматической деятельности — кристаллизационной дифференциации гранитного расплава и последующих длительных (многостадийных) преобразований его дериватов (главным образом аплитов). Поэтому пегматиты Таймыра

как геологические образования подразделяются в настоящее время на два генетических типа: 1) метаморфогенные пегматиты существенно плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые керамической и мусковитовой формаций; 2) магматогенные пегматиты, плагиоклаз-микроклиновые и существенно микроклиновые мусковит-редкометальной формации.

Метаморфогенные мусковитовые пегматиты

Метаморфогенные пегматиты, неперемещенные (синкинематические) и перемещенные (позднесинкинематические) являются продуктами перекристаллизации и метасоматических преобразований нижнепротерозойских пород — разнообразных плагиогнейсов, мигматитов, тневых и реоморфических гранитов. Среди геологических факторов, влияющих на пространственное распределение метаморфогенных пегматитов в пределах Центрального Таймыра, определилась ведущая роль литолого-стратиграфического, структурно-тектонического и метаморфического факторов контроля. Пегматитовые образования обнаруживают четкую приуроченность к низам гнейсового комплекса. Они локализованы в разнообразных плагиогнейсах и кристаллических сланцах, образованных в условиях дистен-альмандиновой и силлиманит-альмандин-мусковитовой субфаций амфиболитовой фации. При этом следует подчеркнуть, что собственно мусковитовые пегматиты размещаются в глиноземистых плагиогнейсах, в основном в гранат-биотитовых, переслаивающихся с двуслюдяными и гранат-силлиманит-биотитовыми. Бесслюдяные (керамические) пегматиты свойственны разрезам метаморфических пород с доминирующей ролью биотит-амфиболовых плагиогнейсов.

Основные концентрации метаморфогенных мусковитовых пегматитов размещаются в полосе гранитизации на юго-восточном фланге зоны силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации амфиболитовой фации. Эта полоса вытянута вдоль регионального разлома, отделяющего зону от грабен-синклинали рек Толевой и Каменной. Длина полосы концентрации пегматитов достигает 100 км при ширине 3—12 км.

В ее пределах выявлены два линейных пегматитовых поля: 1) на левобережье среднего течения р. Каменной и в междуречье Каменной и Толевой (площадь 400 км²); 2) на правобережье нижнего течения р. Толевой и ее правого притока р. Оленьей (площадь 100 км²). Распределение пегматитов на территории полей неравномерное — в виде узлов, кустов, участков и полос, приуроченных к сводовым частям антиклинальных (часто брахиантиклинальных) структур с пологим (10—20°) погружением шарниров на юго-запад и северо-восток.

Для рассматриваемых пегматитов характерны сложность и многообразие их морфологических форм. Выделяются седловидные, куполовидные, эллипсоидальные, плитообразные, сложные трубчатые и «гигантомигматитоподобные» морфологические формы тел. Скульптура контактовых поверхностей жил полностью определяется складчатым рисунком вмещающих метаморфических пород, а тип контактов зависит от степени мигматизации и гранитизации. В неперемещенных пегматитах почти всегда наблюдаются зоны постепенного перехода мощностью 0.5—6 м.

Пространственная ориентировка большинства пегматитовых тел северо-восточная (40—60°), аналогичная вытянутости пегматитовых полей в целом, реже простирание жил субмеридиональное. Падение жил, согласное с падением вмещающих гнейсов, северо-западное или юго-восточное под углами 20—80°; склонение для части тел северо-восточное и юго-западное под углами 10—20, редко 30°.

Особенности внутреннего строения, состава и минерализации метаморфогенных пегматитов заключаются в следующем:

1. По степени дифференцированности и характеру зональности мусковитовые пегматиты в большинстве своем относятся к неполнодифференцированным. Наиболее распространенными текстурами являются участковая, унаследованно-полосчатая (скиалито-пегматитовая), массивная и изредка симметрично-зональная. Неперемещенные пегматиты с унаследованно-полосчатым текстурным сложением являют собой уникальные примеры явлений перекристаллизации и метасоматических преобразований первичного гнейсового субстрата. В них наблюдается весь ряд промежуточных (переходных) пород от мигматизированных плагиогнейсов до мусковитовых гранитов, а также трансформация последних в пегматитовые породы почти всех структурных разностей путем перекристаллизации в твердом состоянии. Из структурных разностей наибольшим распространением пользуются грубозернистые гранит-пегматиты и апографические пегматиты. Тонкографические письменные граниты никогда не образуют самостоятельных зон и встречаются довольно редко, главным образом в виде мелких пятен и блоков в апографическом пегматите и (или) в участках перехода гранит-пегматита в петьельчато-сегрегационный пегматит. Особо следует подчеркнуть, что пегматитам описываемого типа свойственны в основном структуры плагиоклазовых письменных гранитов с неправильной формой ихтиоглиптов и нередким их переходом из одного моноблока плагиоклаза в другой. Микроклиновые письменные граниты с различными морфологическими типами ихтиоглиптов отмечаются чаще в перемещенных мусковитовых пегматитах. В них же встречается аплит в виде рваных пятен и реже в форме ленточных включений. В перемещенных пегматитах аплитовые структуры полностью отсутствуют.

2. Пегматитовые тела, залегающие в плагиогнейсах и характеризующиеся в той или иной мере унаследованно-полосчатой текстурой, имеют, как правило, резко пониженное содержание калиевого полевого шпата (не более 15%) и соответственно повышенное плагиоклаза и кварца. Главные минеральные ассоциации составляют полевые шпаты и кварц в сочетании со слюдами (биотитом и мусковитом), гранатом, апатитом и турмалином. Пегматитовые тела, залегающие в тневых и реоморфических гранитах, отличаются значительно большим (до 20%) и, главное, стабильным содержанием калиевого полевого шпата.

Калиевые полевые шпаты представлены широким рядом промежуточных состояний. В слабо перекристаллизованных гранитах и в гранит пегматитах довольно часто устанавливается несдвойникованный высокий ортоклаз и промежуточный ортоклаз с углом $2V = -55-84^\circ$ и степенью триклинности 1—0.5, пертитовый и микропертитовый. В крупнокристаллических породах, в том числе и в письменных гранитах, встречается почти исключительно промежуточный микроклин с упорядоченностью 0.5—0.9, углом $2V = -74-88^\circ$, пятнисторешетчатый и нерешетчатый, макропертитовый. В некоторых перемещенных пегматитах левобережья р. Каменной установлены положительные микроклины с углом $2V = +84-86^\circ$. Из пертитовых вростков в промежуточных микроклинах, особенно в крупнокристаллических разностях пегматитовых пород, доминируют сегрегационно-метасоматические и метасоматические пертиты (Руденко, 1949). Они слагаются альбитом №№ 0—9, сдвойникованным по альбитовому закону, $2V = +78^\circ$, упорядоченность 0.6—1.

Плагиоклаз в перемещенных пегматитах представлен альбит-олигоклазом №№ 10—13 с упорядоченностью 0.4—0.8. В контактовых зонах постепенного перехода основная упорядоченность плагиоклаза колеблется в широких пределах — от андезина №№ 31—34 до олигоклаза №№ 18—24. В перемещенных пегматитах присутствует альбит-олигоклаз №№ 3—12 с упорядоченностью 0.6—0.8. Для плагиоклазов мусковитовых пегма-

титов весьма характерны «антипертитовые» вроски, являющиеся, несомненно, результатом замещения плагиоклаза микроклином.

Кварц в мусковитовых пегматитах характеризуется повсеместно серой и реже темно-серой окраской, никогда не бывает черным и дымчатым, как в гранитных пегматитах, и не обладает повышенной γ -активностью.

3. Потенциально мусковитоносными являются подавляющее большинство выявленных метаморфогенных пегматитов. Однако характер ослюденения и качество мусковита в пегматитах резко различны. Для пегматитовых полей в междуречье Оленьей—Толевой—Каменной—Атты устанавливается постепенное увеличение мусковитоносности в направлении с юго-запада на северо-восток: переход бесплодных (керамических) пегматитов в слабо мусковитоносные и мусковитовые с промышленным слюдонасыщением. Заслуживающие внимания и промышленно интересные скопления мусковита выявлены в десятках жил, закономерно приуроченных к осевой части полосы концентрации, особенно в ее центральной части в междуречье Каменной и Толевой. Характер ослюденения в жилах чаще зональный и участковый, реже гнездовый. В пегматитах выявляются три разновозрастные специфические генерации крупнокристаллического промышленного мусковита (Никитин, 1950). При этом мусковит кварц-мусковитового комплекса пользуется значительно большим распространением, чем пегматоидный мусковит, но уступает ему по качеству. Широко распространен трещинный мусковит, развивающийся по листоватому и пластинчатому биотиту.

По химическому составу мусковит всех генераций из метаморфогенных пегматитов по сравнению с мусковитом магматогенных пегматитов характеризуется пониженным содержанием калия и железа (особенно в пегматоидном мусковите), частым отсутствием кальция. Мусковиты из непемещенных и перемещенных пегматитов различаются содержанием калия (более высокие во вторых), кальция (отсутствует в первых) и железа (стабильное в первых, непостоянное во вторых).

4. В геохимическом отношении для полевых шпатов и кварца мусковитовых пегматитов в сравнении с магматогенными характерно: 1) минимальное содержание Li, Be (менее 0.05%), Pb, Sn и Sr, отсутствие Zr, Ga, В и V в кварце, 2) повышенные количества Ba и пониженные — Ni, Sn и Ga в плагиоклазе, 3) максимальные содержания Cr, Co, Ni и Ti и минимальные Sn в микроклине. Слюды метаморфогенных пегматитов отличаются наличием Cr, Co, Pb, V и Sc при пониженном содержании Be, Ni, Nb и Zn. La и Ce фиксируются лишь в метасоматическом (пегматоидном) мусковите.

5. Редкометалльная минерализация в мусковитовых пегматитах отсутствует. Из многих сотен жил лишь в двух телах были обнаружены одиночные кристаллы берилла, а в нескольких керамических пегматитах (р. Медвежья) установлена спорадическая вкрапленность молибденита.

6. Радиоактивная минерализация (менее 0.001%) представлена первичными и вторичными урановыми минералами. Первичным (эндогенным) минералом является уранинит. Вторичные (гипергенные) минералы принадлежат к гидроокислам (гуммиты), фосфатам (отенит) и силикатам урана (уранофан, соддит, казолит).

7. К настоящему времени в мусковитовых пегматитах выявлено 35 акцессорных минералов, включая урансодержащие. Такие минералы как гранат, апатит, турмалин являются сквозными для всех пород пегматита и фиксируются непосредственно в обнажениях. Шлиховым минералогическим анализом устанавливаются (в порядке встречаемости) магнетит, пирит, ильменит, сфен, халькопирит, монацит, ксенотим, гематит, рутил, лимонит, флюорит, висмутин, бисмутит, пирротин, мельниковит, ромбический пироксен, волластонит, моноклинный пироксен, ставролит,

силлиманит, дистен, графит. Последние четыре минерала являются скорее всего реликтовыми, так как фиксируются всегда в контактовых зонах жил, залегающих в метаморфических породах с соответствующими парагенезисами. В качестве реликтового минерала встречается и гранат с коричнево-бурой окраской, обохренный, раздробленный, корродируемый зеленоватым биотитом и мусковитом. Новообразованные (метасоматические) гранаты нескольких генераций имеют показатель преломления, изменяющийся в пределах от 1.805 ± 0.02 до 1.812 ± 0.02 , удельный вес от 4.17 ± 0.01 до 4.25 ± 0.02 . Основные компоненты пиральспита (в %): альмандин 51.2—69.1 пироп 4.2—10.1, спессартин 21.6—38.5. На тройной диаграмме Alm—Pyr—Spes (Соколов, 1970а), где выделены зоны составов пиральспитов из пегматитов различных типов, большая часть точек составов метасоматических гранатов из таймырских метаморфогенных пегматитов располагается в поле мусковитовых пегматитов. Это свидетельствует о том, что они образовались в условиях, близких к существовавшему в Мамской мусковитовой провинции. Вместе с тем значительная часть гранатов характеризуется повышенным, а нередко и аномальным (до 46.5%) содержанием спессартина. Как правило, такие гранаты фиксируются в гранит-пегматитовых разностях перемещенных пегматитов, залегающих в диафторированных плагиогнейсах с появлением в них кордиерита и (или) андалузита.

Магматогенные мусковит-редкометалльные пегматиты

Магматогенные пегматиты мусковит-редкометалльной формации, генетически и пространственно связанные с интрузивными мусковитизированными гранитами, представляют большой практический интерес. Они являются жильными дериватами бирулинских и еремеевских гранитов, становление которых относится к средним этапам верхнепротерозойского (?) тектоно-магматического цикла. Пегматитовые образования залегают почти исключительно в материнских гранитах, обнажающихся на п-ове Зари Берега Харитона Лаптева на площади 2000 км², реже — в эндоконтактовых частях интрузий в разнообразных плагиогнейсах, андалузит — и (или) кордиеритсодержащих. Наибольшая концентрация пегматитов, известная под названием Бирулинского пегматитового поля, наблюдается в центральной части п-ова Зари, на побережье зал. Бирули и прилегающих островах арх. Норденшельда (острова Нансена, Боневы, Правда, западная половина о. Таймыр). В пространственном распределении магматогенных пегматитов в пределах Центрального Таймыра большая роль принадлежит и тектоническому фактору контроля. Основные участки концентрации пегматитов, объединяемых в пегматитовое поле (площадь 400 км²), приурочены к месту пересечения бирулинской интрузии субмеридионального простирания еремеевскими гранитами, слагающими серии сопряженных интрузивных тел, которые вытянуты в северо-восточном направлении. Участок пересечения интрузий локализован в ослабленной зоне на сочленении древних региональных разломов меридионального и северо-восточного простирания. Анализ ориентированных диаграмм жильных пород и структурных элементов интрузий материнских гранитов показывает, что бирулинские пегматиты локализованы в полостях первичных пластовых трещин (трещин растяжения) северо-восточного ($17—31^\circ$) простирания с пологим ($20—40^\circ$) падением на юго-восток, а также в полостях трещин разрыва, которые либо совпадают по простиранию с пластовыми трещинами, но с более крутым падением, либо имеют широтное простирание и переменное крутое ($70—90^\circ$) падение, либо, наконец, обладают северо-западным ($336—344^\circ$) направлением с пологим (10°) или крутым (70°) северо-восточным падением. Относительно более моло-

дые еремеевские пегматиты «наследуют» как пластовые трещины в бирулинских гранитах, так и тектонические трещины (разрыва) того же направления, поэтому простирание подавляющей части жил выдержанное северо-восточное (20°) с однозначным юго-восточным направлением падения под углами от 40° (около 10% тел) до 70° у большинства жил. Размеры тел: длина, прослеженная в коренных выходах, колеблется в пределах 200—800 м, в единичных случаях достигает 1.5 км; мощность — 0.1—30 м. Жилы имеют более или менее правильную плитообразную и пластинчатую форму, реже неправильную пластообразную и четковидную. Для еремеевских пегматитов особенно характерны штокверкоподобные (древовидные) системы жил с индивидуальными морфологическими особенностями отдельных составляющих, а также гигантошлировидные, штокообразные, ромбовидные и другие формы.

По текстурным особенностям среди описываемых пегматитов выделяются полнодифференцированные и неполнодифференцированные. В неполнодифференцированных пегматитах выделяются тела, сложенные графической, пегматоидной и кварцевой зонами; тела, образованные письменными гранитами, полевошпатовыми породами блоковой и пегматоидной структур; тела, в строении которых принимают участие гранит-пегматит, графический пегматит и породы пегматоидной структуры. Аплиты и жильные граниты не образуют самостоятельных зон и встречаются в виде реликтов в пегматитовых породах почти всех структурных разновидностей. В полнодифференцированных пегматитах обеих групп устанавливается правильная зональность (симметрично-зональная текстура), а в единичных случаях (еремеевские пегматиты) обратная зональность с переходом в асимметричную. В неполнодифференцированных пегматитах наиболее распространенной является участковая (гнездовая) текстура, причем для еремеевских пегматитовых тел обычны также ее разновидности — сетчатая и ячеистая. В зальбандах некоторых жил встречается своеобразная текстура типа «слоеного пирога», обусловленная чередованием полос мелкозернистого гранита или аплита с гранит-пегматитом и пегматоидом. В подобного рода текстурах отсутствуют письменные граниты и апографический пегматит и, наоборот, часто встречаются порфиробластические структуры, фиксируя определенную стадию образования пегматоида. К элементам участкового строения, помимо типовых структурных разновидностей пород, прибавляются специфические поперечно-полосчатые пегматиты, а также породы вторичных текстур — кварцевого, микроклинового и альбитового замещения, кварц-мусковитовый комплекс. Они слагают в жилах зоны, гнезда и участки, обладающие различной величиной и формой, но с ориентированным расположением, предопределенным трещиноватостью исходных пегматитовых пород.

Отличая в составе и минерализации гранитных пегматитов в сравнении с метаморфогенными заключаются в следующем.

1. И еремеевские, и бирулинские пегматиты характеризуются постоянным и примерно равным содержанием калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца; лишь в некоторых еремеевских жилах микроклин является доминирующим минералом (до 45%). Он всегда представлен максимальным микроклином ($2V = -76-88^\circ$), нерешетчатым, пятнисторешетчатым, груборешетчатым, с тонкой двойниковой решеткой, пертитовым и непертитовым. В микроклинах всех структурных разновидностей устанавливаются четыре морфологических типа пертитовых вростков (Руденко, 1949), причем микропертиты и сегрегационные пертиты чаще наблюдаются в гранит-пегматитах, а сегрегационно-метасоматические и метасоматические свойственны более крупнокристаллическим породам. Первые два типа пертитов представлены альбитом №№ 4—7, $2V = +74-82^\circ$, упорядоченность 0.8—0.9, третий и четвертый типы — альбитом №№ 0—3 с упоря-

доченностью 0.8—1. Плагиоклаз в еремеевских пегматитах по основности отвечает альбитолигоклазу №№ 5—12, а в бирулинских — альбиту №№ 0—6 ($2V = +72-86^\circ$, степень упорядоченности 0.8—1).

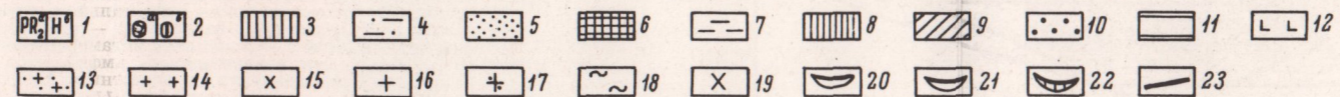
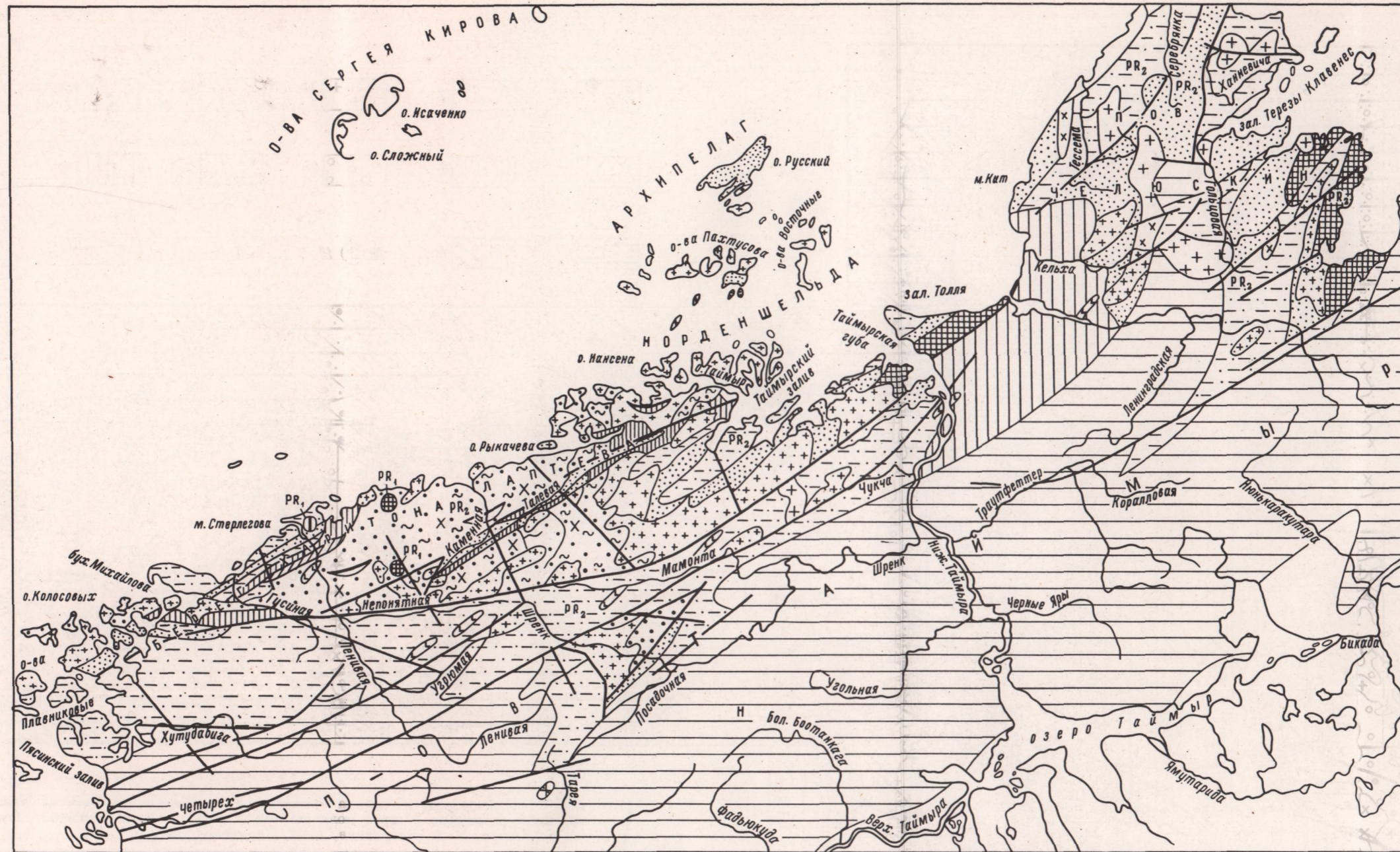
2. Часть пегматитов обеих групп (8% от общего числа выявленных) в той или иной мере альбитизирована. В зависимости от интенсивности проявления предшествующего катаклаза (локального или повсеместного) альбитизацией затронута либо часть пород, либо все породы пегматитов и в небольшой степени даже вмещающие граниты. Выделяются три стадии альбитизации, каждой из них отвечает своя модификация альбита: 1) крупнокристаллического (2—15 см) (№№ 2—5), 2) тонкозернистого сахаровидного или порошкового (№№ 6—8), 3) лейстовидного и пластинчатого (№№ 0—6) в ассоциации с мелкозернистым светло-серым кварцем.

3. В типичных ассоциациях салических минералов пегматитов ($Qu + Mi + Pl$, $Qu + Pl$, $Qu + Mi$, $Mi + Pl$) очень часто отмечаются крупнокристаллические слюды (биотит и мусковит), принадлежащие к трем генерациям (Никитин, 1950). Промышленную ценность представляет местасоматический пегматоидный мусковит, в значительно меньшей степени — поздний трещинный мусковит, развивающийся чаще по листоватому биотиту. Кварц-мусковитовый комплекс отмечается лишь в «эмбрионах» и практической ценности (за редким исключением) не представляет. «Бирулинский» мусковит отличается высоким качеством и пригоден для производства радиодеталей (52%), конденсаторной (36%) и щипаной слюды.

4. Ослождение чаще зональное, особенно в полнодифференцированных пегматитах, где зоны мусковита локализованы в контакте кварцевого ядра с пегматоидными или блоковыми полевошпатовыми породами. В неполнодифференцированных телах они размещаются в осевой части жил в крупнокристаллических породах пегматоидной или блоковой структур. Реже имеет место участковое, гнездовое и кустовое ослождение, особенно в жильных телах с блоковыми выделениями кварца и (или) пегматоида. Количество жил с промышленным мусковитонасыщением составляет не менее 10% общего числа выявленных на территории поля.

5. Редкометалльная акцессорная минерализация, представленная главным образом бериллом, проявлена довольно широко. Целый ряд фактов, а именно: угнетенные формы роста кристаллов берилла, нередкое расположение их в виде цепей и полос, преимущественное разрастание кристаллов только вдоль определенных направлений и закономерное вследствие этого положение большинства их в жилах, внутренняя неоднородность кристаллов (оптические аномалии и зональность), реликтовые включения вмещающих пород и граневая скульптура кристаллов — определенно свидетельствуют о метасоматическом происхождении берилла в разнообразных породах пегматитовых тел. Чаще всего скопления крупнокристаллического берилла установлены в альбитизированных «замещенных» пегматитах. Помимо бериллийсодержащих минералов — берилла, хризоберилла и гердерита, — редкометалльная и редкоземельная минерализация представлена касситеритом, колумбитом, шеелитом, сподуменом, висмутином, стрюверитом, монацитом, ксенотимом, выявленных шлиховым минералогическим анализом. Чаще всего они фиксируются в пегматоиде и блоковых полевошпатовых породах почти исключительно в альбитизированных пегматитах. По отношению к мусковитообразованию редкометалльная минерализация является более поздней.

6. В единичных пегматитах, главным образом, еремеевских, устанавливаются гнезда мориона величиной до 0.4 м в диаметре, локализованные в лежащем боку кварцевых ядер. Кристаллы мориона имеют столбчатый облик и достигают величины 10×15 см.



Карта метаморфических фаций Таймырской складчатой системы.

1 — среднепротерозойская (а) и позднегерцинская (б) эпохи метаморфизма; 2 — реликты раннего метаморфизма (PR₁) амфиболитовой (а) и зеленосланцевой (б) фаций, устанавливающиеся на фоне главного метаморфизма (PR₂); 3—11 — метаморфизм умеренных давлений: 3 — фация зеленых сланцев, 4 — серицит-хлоритовая субфация, 5 — биотит-серицитовая субфация; 6 — нерасчлененные фации эпидотовых амфиболитов и низкотемпературной амфиболитовой, 7 — фация эпидотовых амфиболитов, 8 — ставролитальмандиновая субфация, 9 — дистен-альмандиновая субфация, 10 — силлиманит-альмандин-мусковитовая субфация, 11 — ломонитовая фация; 12 — дометаморфические габброиды; 13 — гранитоиды натрово-калиевого ряда, одновременные с региональным метаморфизмом; 14 — «позднеорогенные» магматические (палингенные) гранитоиды; 15 — поздние граниты, не связанные прямо с метаморфизмом; 16 — гипабиссальные интрузии субщелочных гранитоидов; 17 — формация малых щелочных и субщелочных интрузий; 18 — мигматизация; 19 — гранитизация; 20 — метаморфогенные керамические пегматиты; 21 — метаморфогенные мусковитовые пегматиты; 22 — мусковит-редкометалльные пегматиты; 23 — тектонические нарушения.

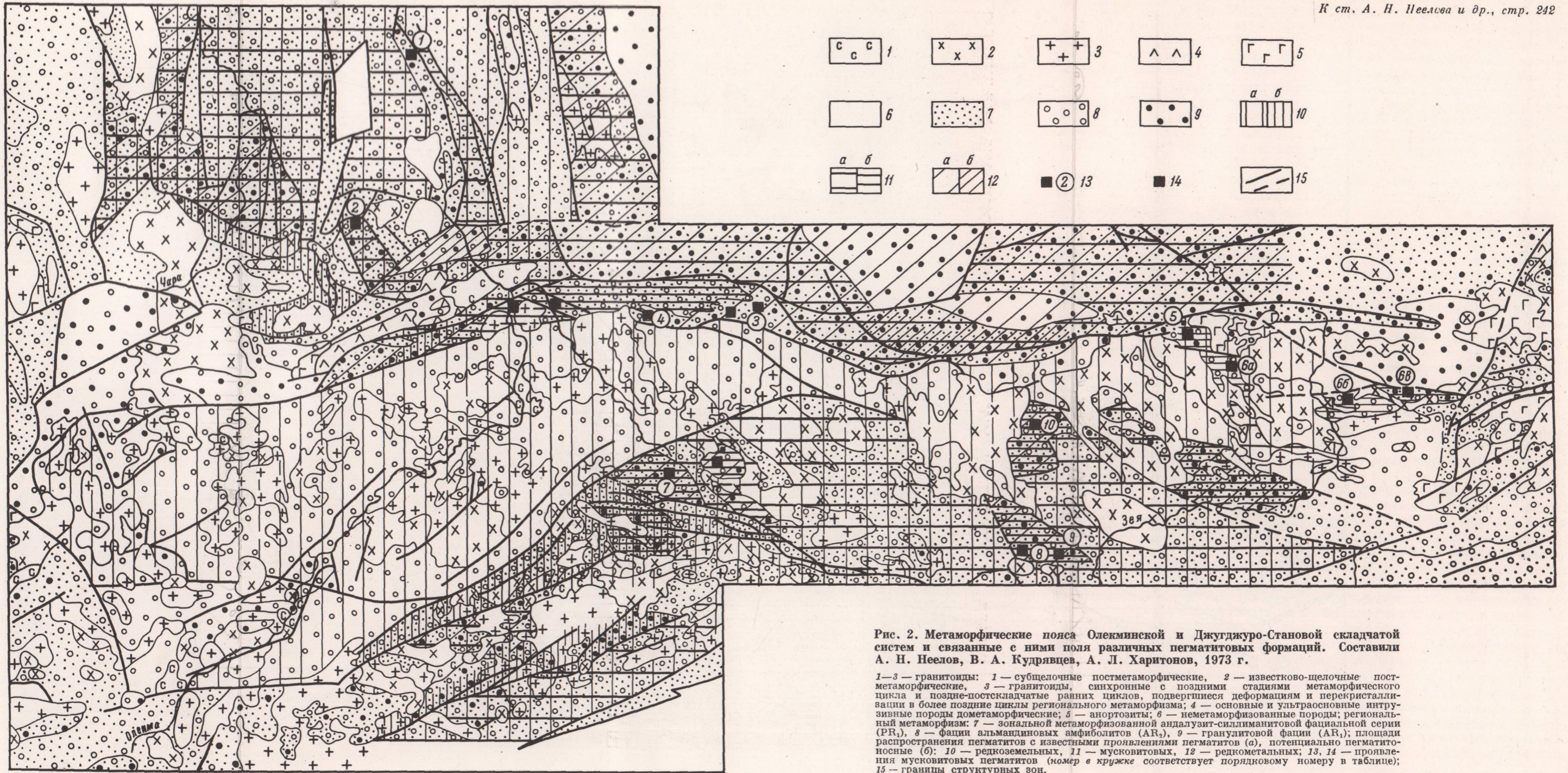


Рис. 2. Метаморфические пояса Олекминской и Джугджуро-Становой складчатой систем и связанные с ними поля различных пегматитовых формаций. Составили А. Н. Неелов, В. А. Кудрявцев, А. Л. Харитонов, 1973 г.

1—3 — гранитоиды: 1 — субщелочные постметаморфические, 2 — известково-щелочные постметаморфические, 3 — гранитоиды, синхронные с поздними стадиями метаморфического цикла и поздне-постскладчатые ранних циклов, подвергшиеся деформациям и перекристаллизации в более поздние циклы регионального метаморфизма; 4 — основные и ультраосновные интрузивные породы дометаморфические; 5 — анортозиты; 6 — неметаморфизованные породы; региональный метаморфизм: 7 — зональной метаморфизованной андалузит-силлиманитовой фациальной серии (PR₁), 8 — фации альмандиновых амфиболитов (AR₁), 9 — гранулитовой фации (AR₁); площади распространения пегматитов с известными проявлениями пегматитов (а), потенциально пегматитовые (б): 10 — редкоземельных, 11 — мусковитовых, 12 — редкометалльных; 13, 14 — проявления мусковитовых пегматитов (номер в кружке соответствует порядковому номеру в таблице); 15 — границы структурных зон.

7. В геохимическом отношении для магматогенных пегматитов в сравнении с метаморфогенными примечательным является содержание повышенных концентраций Be, Li, Pb, Sn, Ni в кварце, Pb и Sn — в плагиоклазе, Rb, Cs, Be и Ga (при отсутствии Pb) — в микроклине, а также наличие в нем Ba, La, Ce и Tl. Мусковиты Бирулинского пегматитового поля характеризуются наиболее высокими содержаниями Be (менее 0.05%), Li, Nb, Zn и Sn, присутствием Tl, La и Ce. В них отсутствуют те микропримеси, которые являются определяющими для слюд метаморфогенных пегматитов, а именно: Cr, Sc, Co, Ge, Pb, V.

8. Детальными минералогическими исследованиями был выявлен комплекс аксессуаров, включающий 41 минерал. Такие минералы, как гранат, апатит, турмалин, циркон, гематит и магнетит, фиксируются макроскопически во всех пегматитовых породах; помимо них и минералов, характеризующих редкометальную минерализацию, установлены пирит, ильменит, халькопирит, халькозин, арсенопирит, сфалерит, шпинель, перовскит, рутил, анатаз, сфен, триплит, сидерит, самородная медь, малахит, данбурит (?), бенжаминит, тоддит. Пегматитовые тела, содержащие реликты гранитов с ксенолитами гнейсов или залегающие непосредственно в гнейсах, отличаются постоянным присутствием эпидота, ставролита, силлиманита, реже роговой обманки и ромбического пироксена.

9. Химизм гранатов (показатель преломления $1.806-1.810 \pm 0.002$, удельный вес $4.22-4.28 \pm 0.02$) различных структурных разновидностей пегматитов не одинаков. Основные компоненты пиральспита (альмандин 46.7—73.3%, спессартин 15.4—43.4%, пироп 1.2—7.7%) составляют более 97%, содержание гроссуляра изменяется от 0 до 1.9%, андрадита — от 0 до 0.8%. На тройной диаграмме альмандин-пироп-спессартин гранаты располагаются в поле пегматитов промежуточного типа (альбитизированных и мусковитовых, по Ю. М. Соколову, 1970а).

В ы в о д ы

Характер пегматитообразования в таймырском докембрии находится в зависимости от времени и проявления регионального метаморфизма и его типа (режима глубинности). Мусковитовые пегматиты образовались в процессе регионального метаморфизма дистен-силлиманитового типа и являются продуктами перекристаллизации и метасоматического преобразования раннепротерозойских плагиогнейсов, мигматитов, теневых и реоморфических гранитов. Мусковит-редкометальные пегматиты сформировались в условиях низких давлений, соответствующих андалузит-силлиманитовому типу метаморфизма.

Специфика пегматитовых образований Таймыра проявляется в строгой закономерности локализации жильных тел в общей структуре региона, их пространственной ориентировке, морфологии, характере взаимоотношений с вмещающими породами, особенностях внутреннего строения, состава и минералогии, геохимической специализации главных породообразующих минералов, химизме гранатов и слюд.

Установление на Таймыре крупных линейных полей и участков концентрации метаморфогенных мусковитовых пегматитов с высоким качеством мусковита обязывает положительно оценить перспективы мусковитоносности региона. В свете промышленного использования таймырские пегматиты следует рассматривать как объекты с обязательной комплексной добычей мусковита, керамического сырья и некоторых редких металлов.

МУСКОВИТОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ ОЛЕКМИНСКОЙ И ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Закономерности размещения пегматитовых полей в докембрийских образованиях юга Восточной Сибири рассматриваются в работах А. Е. Ферсмана (1940), Д. С. Коржинского (1937а, 1945), Г. Г. Родионова (1960а), В. В. Архангельской (1964), Ю. П. Рассказова (1971), Ю. М. Соколова (1970а) и др. Д. С. Коржинский показал связь различных типов пегматитов с выделенными им архейским алдано-слюдянским и протерозойским — саяно-становым комплексами, отличающимися глубиной формирования метаморфических и магматических образований. С архейским комплексом, по его мнению, повсеместно связаны ортитовые пегматиты, с протерозойским — мусковитовые. Позднее Г. Г. Родионов (1960а), анализируя новые материалы, подчеркнул, что здесь распространены и редкометалльные пегматиты, приуроченные главным образом к толщам, характеризующимся менее глубинным метаморфизмом и сохранившимся в современном эрозионном срезе в виде тектонических клиньев среди глубоко метаморфизованных архейских пород. Эти же протерозойские толщи слагают местами ядра антиклинорий среди более молодых пород. Одновременно было установлено положение мусковитовых пегматитов в зонально-метаморфизованных комплексах (Соколов, 1959б, 1970а). Всеми этими исследователями была показана отчетливая связь различных типов пегматитов с термодинамическими условиями, в которых формировались вмещающие пегматиты метаморфические комплексы.

В последние годы были получены новые данные о распространении разновозрастных метаморфических комплексов на всей этой огромной территории и уточнены термодинамические условия, при которых эти комплексы формировались (Неелов и др., 1971; Неелов, 1972). В связи с этим появилась возможность уточнить время и место процессов пегматитообразования в структурно-метаморфической эволюции докембрийских метаморфических комплексов. В настоящей статье авторы рассматривают вопросы пегматитообразования на примере Олекминской и Джугджуро-Становой складчатых областей и основное внимание уделяют формации мусковитовых пегматитов.

В процессе тематических исследований и составления карты метаморфизма юга Восточной Сибири были уточнены возрастные соотношения и границы распространения разновозрастных докембрийских метаморфических комплексов (рис. 1, см. вклейку). В пределах Витимо-Алданского щита был выделен Алданский кристаллический массив, ограниченный с запада, юга и востока зонами глубинных разломов (Неелов и др., 1962; Неелов и др., 1971).

Алданский массив сложен нижнеархейскими породами, метаморфизованными преимущественно в гранулитовой фации. В Олекминской и Джугджуро-Становой складчатых системах были выделены и оконтурены на площади глыбы нижнеархейских пород, залегающих среди верхнеархейских образований. Последние отличаются первоначальным метаморфизмом в высокотемпературных субфациях фации альмандиновых амфиболитов (кианит-силлиманитовая фациальная серия). В Олекминской складчатой системе это Эльгерский, Торский, Верхнеханинский, Оломоkitский и Крестяхинский выступы гранулитового фундамента, сложенные образованиями курультинского комплекса. В Пристановой зоне — Устьюкжинский и Иенгрский выступы пород зверевского комплекса, а в Становой зоне — Каларская, Нижнетундакская, Моклаканская, Верхнесутамская и Верхнеалгоминская глыбы, сложенные породами ка-

ларского (в западной части зоны) и зверевского или сутамского (на востоке) комплексов. В расположенной южнее Тукурингской зоне выделены Амазарская, Джелтулинская, Средненюкжинская, Талгинская, Дубакитская, Брянтинская, Утугейская, Бомнакская, Чогарская глыбы и др., в пределах которых обнажаются породы могочинского (на западе), зверевского (в центральной части) и чогарского (на востоке) комплексов.

Породы всех перечисленных выше нижнеархейских комплексов первоначально были метаморфизованы в гранулитовой фации высоких или умеренных давлений. Широко распространены в них ортосланцы по основным вулканитам и интрузивным породам, а также глиноземистые гнейсы

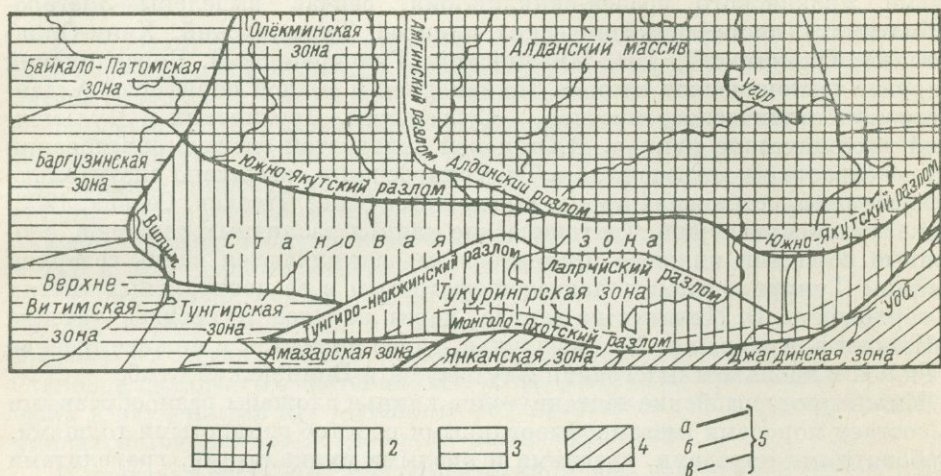


Рис. 1. Схема структурного районирования Олекминской и Джугджуро-Становой складчатых областей. Составил А. Н. Неелов, 1970 г.

1 — Сибирская платформа; 2 — Байкальская складчатая область; 3 — Джугджуро-Становая складчатая область; 4 — Монголо-Охотская складчатая область; 5 — границы: складчатых областей (а), структурных зон (б), северная граница распространения вулканогенных формаций станового комплекса (в).

и сланцы, кварциты (нередко железистые), известково-силикатные породы и местами линзы и горизонты мраморов и кальцифиров. Характерны для всей площади явления регионального ультраметаморфизма с формированием мигматит-чарнокитов, чарнокитов, эндербитов, пегматитов и местами метасоматических диопсид-флогопитовых пород.

В отличие от пород Алданского кристаллического массива нижнеархейские образования, слагающие глыбы в его обрамлении, повсеместно испытали наложенные деформации и региональный метаморфизм (диафторез) в условиях высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов. Зоны глубинных разломов, ограничивающие массив, являются границами распространения позднеархейских деформаций и метаморфизма, которые не проявлены регионально в пределах массива (Неелов, 1968).

Верхнеархейские образования представлены в соответствующих зонах породами олекминской, катугинской, устьджилиндинской, становой, яблоновой и купуринской сериями, а в южной части (Тукурингская зона) — никитинской и урканской сериями. Все эти серии, за исключением двух последних, сложены существенно терригенными тонкослоистыми отложениями с пачками глиноземистых, известково-силикатных и местами карбонатных пород. В Тукурингской зоне в верхнеархейских сериях преобладают осадочно-вулканогенные формации.

Породы характеризуются сравнительно однородным региональным метаморфизмом в условиях высокотемпературных субфаций фации аль-

мандиновых амфиболитов (зона ультраметаморфизма). Понижение метаморфизма до кианит-альмандиновой и кианит-ставролит-биотит-мусковитовой субфаций отмечается лишь по периферии крупных глыб гранулитового фундамента. Соответственно наложенный метаморфизм проявляется в нижнеархейских образованиях здесь в тех же субфациях, что обуславливает благоприятные условия для формирования на этих площадях мусковитовых пегматитов.

Нижнепротерозойские образования в пределах Олекминской складчатой системы представлены отложениями олондинской (субганской) и удоканской серий и их возрастными аналогами. Они слагают крупную Удоканскую грабенсинклиналь и многочисленные тектонические клинья. Кроме Удоканского грабен-синклинория, сейчас выделены Элегеро-Саймагинская система тектонических клиньев, Тарыхахский, Хани-Олондинский, Олокитский, Таас-Миэлинский, Тунгурчинский, Борсалинский и другие тектонические клинья. По западной и южной периферии Алданского кристаллического массива — Субганский, Ярогинский и Чульманский тектонические клинья. В Становой складчатой системе образования этого возраста не встречены, а в Тукурингской — выявлено значительно большее распространение пород, выделенных ранее (Неелов, Седова, 1963) в джелтулакскую серию. Тектонические клинья различных размеров, сложенные породами нижнего протерозоя, прослеживаются вдоль северной границы Тукурингской складчатой системы и в ее центральных частях от верховий р. Б. Чичатки на западе, через верхнее и среднее течение р. Нюкжи в верховья р. Б. Джелтулак, далее на восток в нижнее течение р. Гилюя и вдоль южных границ Утугейской и Бомнакской глыб.

Нижнепротерозойские тектонические клинья сложены разнообразными по составу породами (метаморфизованными песчано-глинистыми толщами, карбонатными породами, средними и кислыми вулканитами, гравелитами и конгломератами и т. п.). Их объединяет то, что на громадной территории от бассейна р. Витима до среднего течения р. Зеи они характеризуются региональным метаморфизмом андалузит-силлиманитовой фациальной серии. При этом полная зональность от диагенетических изменений до фации куммингтонитовых амфиболитов отмечается только в Удоканской грабен-синклинали, для остальных регионов характерен метаморфизм пород в условиях низкотемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов, иногда с переходами к фации эпидотовых амфиболитов.

В архейском фундаменте Олекминской и Тукурингской складчатых систем широко проявлены наложенные деформации и диафторез нижнепротерозойского (джелтулакского возраста), а также плутонические породы основного, субщелочного, кислого составов и пегматиты, относящиеся к джелтулакскому и олондино-удоканскому комплексам. Все это свидетельствует о том, что рассматриваемые тектонические клинья являются не «троговым комплексом», а реликтами обширной глубокоэродированной раннепротерозойской складчатой системы.

Среднепротерозойские и более молодые образования в пределах Олекминской и Джугджуро-Становой складчатых систем представлены орогенными или платформенными формациями. Они не испытали регионального метаморфизма выше низких ступеней фации зеленых сланцев (солонцовская серия в Тукурингской зоне).

Таким образом, в пределах Олекминской и Джугджуро-Становой складчатых областей проявились три главных эпохи метаморфического минералообразования: раннеархейская, позднеархейская и раннепротерозойская. В современном эрозионном срезе раннеархейские образования характеризуются метаморфизмом гранулитовой фации (алданская, тимптовская и сугамская фации глубинности), позднеархейские — фации альмандиновых амфиболитов и раннепротерозойские — фации куммингтонитовых ам-

фибболитов (вне зоны ультраметаморфизма) с переходами местами к фациям эпидотовых амфиболитов и зеленых сланцев. В породах нижних структурных ярусов отмечается наложение более молодых эпох метаморфического минералообразования на более древние.

Опираясь на детальные карты, фиксирующие распространение и *P-T* условия формирования разновозрастных метаморфических комплексов и учитывая литолого-формационный состав слагающих их пород, а также особенности структур и плутонизма, можно подойти к выявлению закономерностей размещения на этой территории метаморфогенных полезных ископаемых. В качестве примера в настоящей работе рассматриваются разновозрастные формации пегматитов, и в первую очередь мусковитовых пегматитов.

В породах, метаморфизованных в гранулитовой фации (раннеархейская эпоха метаморфического минералообразования), распространены пегматиты плагиоклаз-ортоклазового состава, обычно массивные, недифференцированные или слабодифференцированные с участковым строением. Большей частью они безрудные, но отличаются содержаниями акцессорных радиоактивных минералов: уранинита, ураноторита, торита, монацита, радиоактивного циркона. Всегда в них присутствуют магнетит, ильменит, ортит. Полуколичественный спектральный анализ (Ю. В. Адамченко и др.) свидетельствует о повышенном содержании в этих пегматитах урана, тория, свинца, молибдена, церия, иттрия, лантана, иттербия. Подобные редкоземельные пегматиты отмечаются в пределах Алданского массива и в глыбах раннеархейских пород в Олекминской и Джугджуро-Становой складчатых системах. На схеме (рис. 2) показаны поля с известными и изученными проявлениями редкоземельных пегматитов и территории их потенциально возможного распространения.

В пределах обширных полей развития пород, метаморфизованных в фации альмандиновых амфиболитов (кианит-силлиманитовая фациальная серия) и относящихся к позднеархейской эпохе метаморфического минералообразования, распространена формация мусковитовых пегматитов. При этом пегматиты с кондиционным мусковитом локализуются здесь в определенных зонах, отвечающих метаморфизму пород в условиях кианит-ставролит-биотит-мусковитовой и кианит-альмандиновой субфаций, а в областях развития регионального ультраметаморфизма (высокотемпературные субфации) встречаются преимущественно керамические пегматиты с биотитом и мелким мусковитом. В структурном отношении наиболее благоприятными для становления мусковитовых пегматитов являются глыбы раннеархейских полосчатых пород или метагабброидов (рис. 2), испытавших в позднем архее наложенные деформации и перекристаллизацию в условиях низкотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов. Исключение представляют некоторые поля Верхнезейской мусковитоносной провинции, что может быть связано с недостаточно корректным разделением ниже- и верхнеархейских комплексов на этой территории или с понижением степени метаморфизма верхнеархейских пород на границе с Алданским массивом. Отмечается также приуроченность ряда пегматитовых полей к толщам тонкополосчатых высокоглиноземистых гнейсов и сланцев.

Краткая характеристика некоторых изученных полей мусковитовых пегматитов приводится в таблице. В целом для большинства изученных мусковитоносных площадей отмечается низкое качество мусковита, сильная деформация кристаллов, вкрапленность железистых минералов. Местами (кряж Зверева и др.) пегматитовые жилы подвергаются рассланцеванию и диафторезу в фации зеленых сланцев с замещением мусковита серицитом и хлоритом.

В областях проявления метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии (раннепротерозойская эпоха метаморфического минералообразования) отмечаются пегматиты редкометальной формации (рис. 2). Наиболее частые находки проявлений таких пегматитов относятся к участкам, примыкающим к тектоническим клиньям, сложеным нижнепротерозойскими метаморфическими толщами в Олекминской зоне, вдоль Южно-Якутского разлома и в Тукурингской зоне (Тунгиро-Нюкжинско-Джелтулакский и Могоча-Урушинский пояса). Один из авторов настоящего сообщения (В. А. Кудрявцев) относит редкометальные и мусковитовые пегматиты Темулякитской и Эвонокитской пегматитовых площадей к одной — раннепротерозойской (субганской) эпохе метаморфического минералообразования, объясняя их появление в единой структуре различной глубиной эрозии.

З а к л ю ч е н и е

1. В Олекминской и Джугджуро-Становой складчатых областях проявились три главные эпохи метаморфического минералообразования: ранне- и позднеархейская и раннепротерозойская. В современном эрозионном срезе метаморфические комплексы, отвечающие этим эпохам, характеризуются различными *P-T* условиями регионального метаморфизма. С каждой из этих эпох на рассматриваемом уровне глубинности связано становление редкоземельных, мусковитовых и редкометальных (соответственно) формаций пегматитов.

2. Характерно наложение более молодых эпох минералообразования (и становления пегматитов) на древние, с формированием полиметаморфических комплексов и смешанных пегматитовых провинций, объединяющих два или три формационных типа пегматитов. Наложенные деформации и метаморфизм приводят к расщеплению и перекристаллизации более древних пегматитов. В мусковитовых пегматитах это нередко сопровождается деформацией кристаллов мусковита, обогащением их железистыми минералами и замещением вторичным мусковитом, серицитом и хлоритом.

3. Становление мусковитовых пегматитов, содержащих кондиционный мусковит, реализуется лишь в сравнительно узких *P-T* условиях кианит-ставролит-биотит-мусковитовой субфации (кианит-силлиманитовая фациальная серия). В структурном отношении благоприятными являются глыбы гранулитового фундамента, более жесткие в условиях наложенного метаморфизма. Они реагируют на деформации образованием ослабленных зон и полостей отслоения, в которые «оттягивается» пегматитовый расплав — раствор. В глубоких сечениях метаморфических поясов кианит-силлиманитового типа (зона ультраметаморфизма) промышленные месторождения мусковита, как правило, не формируются.

4. Для научно обоснованного прогноза и поисков мусковитовых пегматитов важное значение могут иметь детальные структурно-метаморфические карты. Их составление следует включить в комплекс геологосъемочных работ среднего и крупного масштаба, тем более что они окажут большую помощь и при поисках всех других типов метаморфогенных месторождений полезных ископаемых.

5. Пегматитовые формации Олекминской и Джугджуро-Становой складчатых областей исследованы еще не достаточно. В связи с этим детальное изучение раннеархейских глыб, особенно их периферических частей, может существенно изменить наши представления о перспективности рассматриваемых регионов в отношении мусковитовосности. Наиболее благоприятными для формирования редкометальных пегматитов могут являться области распространения тектонических клиньев нижнепротерозойских метаморфических пород.

Краткая характеристика мусковитоносных площадей Олекминской и Джугджуро-Становой складчатых областей

Помер на рис. 2	Наименование мусковитоносных площадей, их местоположение	Вещающие породы, их метаморфизм	Морфология пегматитовых полей и жил	Внутреннее строение пегматитовых жил	Мусковитоносность
1	Темулякитская. Олекминская складчатая система; верховья р. Темулякит	Ортосланцы и гнейсы курультинской серии. Гранулитовая фация с наложенными Alm—Ку субфацией фации альмандиновых амфиболитов и Stav—And субфацией фации куммингтонитовых амфиболитов	Поля субмеридионального простираания, включающие более 250 жил, пластинчатой с апофизами, линзовидной и неправильной форм. Мощность до 60 м	Недифференцированные — 20%, с участковым и участково-блоковым строением — 45—50%, остальные — симметрично-зональные	Пластины размером до 70 см ² . Качество низкое: вкрапленность магнетита, структурные дефекты
2	Эвонокитская. Олекминская складчатая система; верхнее течение рек Хани и Эвонокит	Ортосланцы (метагаббро) курультинского комплекса. Гранулитовая фация с наложенными Alm—Ку субфацией фации альмандиновых амфиболитов и Stav—And субфацией фации куммингтонитовых амфиболитов	124 жилы в ортосланцах; форма сложноветвящаяся со множеством апофиз, раздувов и пережимов	Недифференцированные — 5%, участково-зональные — 22% и с симметрично-зональным строением — 73%	Крупные кристаллы только в дифференцированных жилах, дефектные
3	Верхнечульманская. Пристановая зона, Иенгская глыба. Верхнее течение р. Чульман	Глиноземистые гнейсы и сланцы холодниканской свиты зверевской серии. Гранулитовая фация с наложенными Alm—Ку субфацией фации альмандиновых амфиболитов и фацией зеленых сланцев	200 элювиальных развалов и выходов пегматита; в 40 из них содержится мусковит. Площадь участка 50 км ² , жилы образуют 7 кустов по 2—7 жил в каждом. Форма — линзовидная; поперечно и диагонально секущие жилы и согласные прожилки	Недифференцированные, слабо дифференцированные и дифференцированные (зональные и симметрично-зональные с кондиционным мусковитом)	Пластины до 800 см ²

Номер на рис. 2	Наименование мусковитоносных площадей, их местоположение	Вмещающие породы, их метаморфизм	Морфология пегматитовых полей и жил	Внутреннее строение пегматитовых жил	Мусковитоносность
4	Верхнеалданская. Пристановая зона. Кряж Зверева, верховья р. Алдан	Гнейсы и сланцы зверевской серии. Гранулитовая фация с наложенными Alm—Ку субфацией фации альмандиновых амфиболитов и фацией зеленых сланцев	20 жил на протяжении 15 км (вдоль кряжа Зверева), пластинчатой и линзовидной форм	Дифференцированные зональные жилы	Мусковит деформирован, замещен серицитом и хлоритом, вследствие наложенного диафтореза фации зеленых сланцев
5	Алгоминская. Становая зона, Алгоминская глыба. Верховья р. Алгомы	Глиноземистые гнейсы и сланцы зверевской серии. Гранулитовая фация с наложенными Alm—Ку субфацией фации альмандиновых амфиболитов и зеленых сланцев	Два пегматитовых поля, включающих до 60 жил пластинчатой и линзовидной форм; жилы поперечно- и диагональносекущие	В большинстве случаев жилы симметрично зональные	То же
6	Верхнезейская. Становая зона. Бассейн верхнего течения р. Зей а) Ялваканское поле, бассейн р. Ялвакана (левый приток р. Сивокана) в верхнем течении б) Джагармино-Чокартинское поле	— Глиноземистые гнейсы и сланцы купуринской серии (?). Alm—Ку субфация фации альмандиновых амфиболитов и зеленых сланцев То же	Пегматиты образуют поля и узлы в полосе шириной 1.5—5 км и протяженностью свыше 100 км Жилы мощностью до 0.5 м в полосе шириной 2.5 км и длиной 18 км Кусты жил (мощность жил 0.5—22 м, длина 60—150 м, согласные и секущие) в полосе шириной 2—5 км и протяженностью до 12—15 км	Жилы с участково-зональным и зональным строением	Пластины до 25—30 см ² , содержание до 15—20% Пластины 5—25 см ² , редко 100—200 и 400 см ² , содержание 5—15 кг/м ³

Номер на рис. 2	Наименование мусковитоносных площадей, их местоположение	Вмещающие породы, их метаморфизм	Морфология пегматитовых полей и жил	Внутреннее строение пегматитовых жил	Мусковитоносность
6	в) Купуринское поле	Глиноземистые гнейсы чогарской серии. Гранулитовая фация с наложенными Alm—Ку субфацией фации альмандиновых амфиболитов и Stav—And субфацией фации куммингтонитовых амфиболов	Мусковитоносная полоса шириной 1.5—2 км, протяженностью 7—8 км, жилы небольшой мощности и длины		Пластины изогнутые, трещиноватые
7	Среднеюкжинская. Тукурингская зона, Среднеюкжинская глыба. Среднее течение р. Нюкжи в районе устья р. Эльгакана	Глиноземистые гнейсы Зверевской серии. Гранулитовая фация с наложенными Alm—Ку субфацией фации альмандиновых амфиболитов и Stav—And субфацией фации куммингтонитовых амфиболитов	Согласные, реже секущие жилы мощностью 0.3—1.2 м	Дифференцированные, зональные	Пластины до 42 см ² , сильно деформированные, содержание до 15%
8	Среднегилюйская. Тукурингская зона, Дубокитская глыба (?). Среднее течение рек Гилюя и Иликана	То же	Согласные, реже секущие жилы мощностью 7—25 м, протяженность до 250 м	Слабодифференцированные	Пластины 4—5, реже 15—20 до 150 см ² , сильно деформированные, содержание до 5—6 кг/м ³
9	Бекельдеульская. Тукурингская зона. Нижнее течение рек Б. и М. Бекельдеуля и Гилюя	То же	Мелкие согласные жилы, мощностью до 1 м, реже секущие жилы мощностью до 3.5 м	Слабодифференцированные, в некоторых жилах участково-зональное строение	Пластины 4—90 см ² (в среднем 30—50 см ²), сильно деформированные, содержание до 54 кг/м ³
10	Брянтинская. Тукурингская зона. Среднее течение р. Брянты в районе горы Лучи	Биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы и ортосланцы зверевской серии. Гранулитовая фация с наложенными Alm—Ку субфацией фации альмандиновых амфиболитов и Stav—And субфацией фации куммингтонитовых амфиболитов	Согласные и секущие жилы мощностью 0.2—3.2 м и протяженностью не свыше 100—160 м	Большинство не дифференцированные, единичные зональные с кварцевым ядром, к которому приурочено ослюдение	Пластины 2—10, редко 17 см ² , содержание до 37.7 кг/м ³

РЕШЕНИЕ ВСЕСОЮЗНОЙ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ «ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ»

Всесоюзная теоретическая конференция «Геология и генезис мусковитовых пегматитов», организованная Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР, при участии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья и Всесоюзного научно-исследовательского геологического института Министерства геологии, Ленинградского государственного университета им. А. А. Жданова и Ленинградского горного института им. Г. В. Плеханова, проходила в г. Ленинграде с 9 по 14 апреля 1973 г.

В работе Конференции приняло участие свыше 200 специалистов, представлявших научные организации АН СССР (Институт геологии и геохронологии докембрия, Институт геологии Карельского филиала, Геологический институт Кольского филиала, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Институт геологии и геохимии Уральского научного центра, Институт геологии и геофизики, Институт геохимии СО), научные и производственные организации Мингео СССР и РСФСР (Всесоюзный институт минерального сырья, Всесоюзный геологический институт, Научно-исследовательский институт «Зарубежгеология», Севморгео, Иркутское территориальное геологическое управление, Северо-Западное территориальное геологическое управление, Всесоюзное шестое производственное объединение, Западный геофизический трест), высшие учебные заведения (Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Ленинградский государственный университет им. А. А. Жданова, Ленинградский горный институт им. Г. В. Плеханова, Иркутский политехнический институт, Пермский политехнический институт, Свердловский горный институт), Министерство промышленности строительных материалов СССР (комбинат «Мамслюда», Чупинское рудоуправление), Ениское рудоуправление, а также другие организации, расположенные в гг. Москве, Ленинграде, Петрозаводске, Апатитах, Ковдоре, Новосибирске, Иркутске, Улан-Уде, Свердловске, Актюбинске, Перми, Ташкенте, Александрове, поселках Ене, Чупе, Маме. Необходимо отметить высококвалифицированный состав участников конференции, среди которых присутствовали академик Д. С. Коржинский, член-корреспонденты АН СССР К. О. Кратц, П. М. Татаринов, 20 докторов наук, 60 кандидатов наук, главные геологи Мингео СССР и Мингео РСФСР, начальники экспедиций и партий Мингео РСФСР, отраслевые геологи управлений Мингео РСФСР и ведущие специалисты различных производственных организа-

ций. На конференции были представлены все ведущие школы и направления по изучению мусковитовых пегматитов СССР.

На пленарных заседаниях конференции было заслушано 54 доклада и около 40 выступлений в порядке дискуссии. Заседания проходили с определенной тематической направленностью, которая акцентировала внимание участников конференции на главных проблемах геологии и генезиса мусковитовых пегматитов, а именно:

1) общих региональных закономерностей образования и размещения формаций мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов в процессе формирования коры континентального типа;

2) роли и значении P - T условий регионального метаморфизма и эмпирических закономерностей приуроченности различных пегматитовых формаций к метаморфическим комплексам определенных фациальных серий и фаций регионального метаморфизма;

3) физико-химических условий образования пегматитов и их минералов в свете современных экспериментальных данных и теоретических построений;

4) геохимии процессов пегматитообразования, мусковитообразования, ореолов изменения вмещающих пород и сравнительной геохимической характеристики отдельных провинций, полей и узлов пегматитовых жил;

5) геологических особенностей и закономерностей размещения пегматитов мусковитовой и мусковит-редкометалльной формаций в главных мусковитовых районах СССР.

Кроме этого, на конференции были заслушаны общетеоретический доклад академика Д. С. Коржинского и информационный доклад представителя МПСМ СССР о задачах геологов по дальнейшему развитию минерально-сырьевой базы слюдяной промышленности.

Работа конференции подтвердила правильность выбранных направлений и их актуальность, а высокий научный уровень прочитанных докладов и удачная организация заседаний позволили провести широкое обсуждение всех направлений в духе свободной дискуссии и научной корректности.

Научный уровень докладов, глубина и широта затронутых в них вопросов, размах поисково-разведочных работ в СССР наглядно показывают, что в развитии учения о пегматитах советские геологи занимают ведущее положение. При этом следует отметить, что использование точных аналитических методов петрологии и геохимии, экспериментальных исследований, методов математической статистики в практике научно-исследовательских и геологоразведочных работ, применение новейших методов разведки месторождений позволили значительно повысить теоретический уровень всех работ за период, истекший после совещания, проходившего в 1961 г. в г. Ленинграде.

Конференция констатирует:

1. Образование пегматитов мусковитовой формации, независимо от их генетической трактовки, определяется P - T условиями метаморфизма дистен-силлиманитовой фациальной серии в рамках дистен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. Метаморфические комплексы и сформированные в этих комплексах перегенетические с пегматитами гранитоиды, являются наиболее перспективными для поисков провинций и рудных полей пегматитов мусковитовой и мусковит-редкометалльной формации. Представление о пегматитовых формациях с той или иной полезной минерализацией, как о закономерных членах метаморфических комплексов, представленных породами определенных фаций и фациальных серий регионального метаморфизма и специализированными гранитоидами, явилось наиболее плодотворным. Это представление, в сочетании с успешным развитием работ по составлению карт метаморфических поясов СССР, создало

надежную основу для прогнозирования областей развития не только мусковитовых пегматитов, но и пегматитов других формаций.

2. Характерные типоморфные особенности минеральных ассоциаций пегматитов, образовавшихся в различных $P-T$ условиях, позволяют при поисках определять их принадлежность к той или иной формации по находкам даже безрудных пегматитов. Все это дает основание значительно усовершенствовать поисковые критерии на местонахождении мусковита и повысить эффективность поисков новых месторождений на территории СССР.

3. Пониманию природы пегматитов значительно способствовали исследования процессов гранитизации осадочных пород, термо- и барометрии образования отдельных минералов пегматитового процесса, а также выяснение роли летучих в образовании минеральных ассоциаций на последних этапах магматической кристаллизации. Особенно следует подчеркнуть появление большого количества работ, посвященных проблеме происхождения мусковита: эмпирических, расширяющих наши знания о химическом составе, содержании и закономерностях распределения элементов-примесей, физических свойствах этого минерала и теоретических, рассматривающих $P-T$ условия кристаллизации мусковита на основе последних экспериментальных данных.

4. Вместе с успешной разработкой эффективных критериев для выделения районов развития пегматитов отдельных формаций, поисковые признаки нахождения отдельных месторождений в пегматитовых полях все еще недостаточно изучены и эффективны, особенно применительно к скрытым пегматитовым телам. Также не надежны признаки для определения перспектив мусковитоносности пегматитовых тел бесплодных на современном эрозионном срезе и слабо разработаны критерии для поисков жил с высококачественным мусковитом.

5. В учении о закономерностях локализации и генезисе мусковитовых пегматитов все еще имеется много дискуссионных моментов. На современном уровне знаний борьба мнений отдельных школ исследователей является неизбежной. Вместе с тем, она ставит перед специалистами в этой области знания конкретные задачи, решение которых необходимо как для выяснения природы пегматитов и геологических условий их размещения, так и для усовершенствования поисковых критериев и выбора наиболее эффективных направлений разведки.

Учитывая те достижения, которые имеются в исследовании мусковитовых пегматитов конференция считает, что первоочередными задачами являются следующие:

1. Дальнейшее изучение закономерностей размещения формаций пегматитов в областях моно- и полиметаморфизма на основе специализированных карт, отражающих последовательность формирования тектоно-метаморфических и магматических циклов с целью определения места и времени промышленного мусковитообразования в геологической истории региона.

2. Всестороннее изучение всего петрографического комплекса пород, возникающих в конкретных $P-T$ условиях того типа геологического развития, с которым сопряжено образование отдельных формаций пегматитов. Это изучение должно касаться комплекса метаморфических пород гранитоидов и самих пегматитов.

3. Разработка структурно-метаморфического критерия локализации мусковитовых пегматитов на уровне пегматитовых полей, узлов и месторождений. Установленная и признанная связь мусковитовых пегматитов с метаморфическими поясами дистен-силлиманитового типа метаморфизма, наряду с проверенным многолетней практикой поисково-разведочных работ литологическим фактором контроля, позволяет прогнозировать поисковые работы только на уровне пегматитовых провинций. В то же

время изученность процессов регрессивного метаморфизма в этих поясах, также как и альтернативность структурного критерия требует дальнейших исследований.

4. Рекомендовать научно-исследовательским и производственным организациям постановку комплексных детальных работ для выработки классификации структур пегматитовых полей на основе средне и крупномасштабных специализированных структурно-метаморфических карт, с целью перехода к научно обоснованной постановке поисков месторождений на глубине и оценки перспектив их мусковитоносности.

5. Считать необходимым в дальнейшем широко развивать успехи, достигнутые в области изучения $P-T$ условий образования мусковита с использованием новейших методов термо- и барометрии. Это будет способствовать установлению генетических типов промышленного мусковита и причин появления высококачественного мусковита, что является одной из первоочередных задач.

6. Установление основных физико-химических и геологических законов, определяющих образование и смену крупнозернистых минеральных ассоциаций в ходе пегматитового процесса, а также образование зональности в гетерогенных пегматитах.

7. Эффективность изучения петрохимии и геохимии процесса пегматитообразования и мусковитообразования для решения практических задач (распознавание жил разных формаций, внутриформационных типов жил, определение перспектив ослюдения на глубину и др.) и теоретических построений (источники веществ, режим системы в ходе процесса и др.) убедительно свидетельствует о необходимости всемирно развивать эти исследования.

8. Считать необходимым дальнейшее изучение первичных ореолов рассеяния мусковитовых пегматитов и определение их наиболее эффективных поисковых признаков.

9. Обратить особое внимание научно-производственных и научных организаций на необходимость первоочередного решения тех задач геологии и петрологии мусковитовых пегматитов, которые могут быть реализованы в практике геологоразведочных работ в ближайшие 5—10 лет.

10. Конференция отмечает продуктивность проведенного обмена мнений, способствовавшего популяризации наиболее плодотворных геологических идей и в связи с этим предлагает созвать очередное совещание по проблеме «Геология и генезис мусковитовых пегматитов» не позднее 1978 г. в Иркутске.

11. Труды Конференции рекомендовать к скорейшему опубликованию.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А л е ш и н С. М., Д р у г о в Г. М., К а р п о в И. К. Химический состав метаспоров как геотермометр. — ДАН СССР, 1968, сер. геол., т. 181, № 1, с. 204—206.
- А р х а н г е л ь с к а я В. В. Особенности условий образования и состава пегматитоносных гранитоидов СССР. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М., 1964, вып. 22, с. 11—60.
- Б а б а е в К. Л. Геолого-металлогенетическое районирование пегматитоносных территорий Средней Азии. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., 1965, с. 13—28. (МГК, XXII сесс., докл. сов. геол., пробл. 6).
- Б а б о ш и н В. А. Литологический контроль слюдоносных пегматитов Беломорья. — Автореф. канд. дисс. Л., 1969, 22 с.
- Б а з а р о в Л. Ш. Изменение физико-химических условий в процессе формирования пегматитов Центрального Казахстана. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. I. М., 1968, с. 70—81.
- Б а к и р о в А. Б., Д о б р е ц о в Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, 1972.
- Б е л е в ц е в Я. Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование, ч. I. Киев, 1969, с. 6—32.
- Б е л я н к и н а Е. Д., Г у р ь е в а Э. Н., И г н а т о в а М. Д., П е т р о в В. П., Г о л с т и х и н а К. И. Генезис и типизация промышленного мусковита. М., 1958, 150 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 12).
- Б е с к и н С. М., М а р и н Ю. Б. Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин. — Зап. ВМО, 1972, ч. I (101), вып. 2, с. 204—222.
- Б е с к и н С. М., М а р и н Ю. Б. Типы редкометалльных месторождений гранитовых формаций. — Зап. ВМО, 1973, ч. СII (102), вып. 3, с. 306—319.
- Б е с к и н С. М., Э ф р о с Б. Д. Основы классификации пегматитовых формаций малых глубин и методика выделения продуктивных объектов. — В кн.: Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах. М., 1969, с. 27—33. (Тр. ВНИИСИМС, т. XI).
- Б л ю м а н Б. А. Метаморфизм пород верхнего докембрия и нижнего палеозоя Восточного Горного Алтая. — В кн.: Материалы по стратиграфии палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Л., 1973, с. 30—41. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 149).
- Б о р о в и к о в П. П., И г н а т ь е в а Т. С. К вопросу о геохимии гранитных пегматитов Карело-Кольского региона. — В кн.: Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Петрозаводск, 1969, с. 124—133. (Тр. ИГ Карельск. ФАН СССР, вып. 4).
- Б о ч в а р А. А. Исследование механизма и кинетики. Кристаллизация сплавов эвтектического типа. М.—Л., 1935, 225с.
- Б у р м и н Ю. А., З в е р е в В. Л. Абсолютная хронология пегматитов Мугоджар. — Изв. АН СССР, 1969, сер. геол., № 8, с. 33—39.
- Б у р я к В. А. Закономерности размещения и генезис золотого оруденения Байкало-Патомского нагорья. — Автореф. докт. дисс. Иркутск, 1973, 45 с.
- Б у р я к В. А., Д р у г о в Г. М., Ш а р о в В. Н. Изменение химического состава осадочных пород в процессе регионального метаморфизма на примере Витимо-Патомского нагорья. — В кн.: Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов, т. II. М., 1971, с. 450—451.
- Б э р н е м К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 40—73.
- В а р л а м о в Н. Современные направления в изучении пегматитов; обзор работ по пегматитам Бельгийского Конго и Руанда—Урунди; классификация пег-

- матитов Бельгийского Конго и Руанда—Урунди. — В кн.: Пегматиты Центральной Африки. М., 1958, с. 9—32.
- Васильева В. П. Геологическая структура Чуйского месторождения мусковита. — Тр. Иркутск. геол. упр., 1960, вып. V (XXVI).
- Васильева В. П., Сычев Ю. И. О двух этапах развития структуры Мамско-Чуйского пегматитового поля. — Тр. Иркутск. политехнич. инст., 1966, сер. геол., вып. 30, с. 52—60.
- Великoslavинский Д. А. Изменение химического состава метapelитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.—Л., 1966, с. 3—24.
- Великoslavинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. М., 1972, 189 с.
- Великoslavинский Д. А., Соколов Ю. М. О связи генезиса и минерализации пегматитов Мамского района с региональным метаморфизмом. — Зап. ВМО, 1960, ч. XXСIX (89), вып. 2, с. 208—213.
- Великoslavинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Зональность прогрессивного регионального метаморфизма и металлогеническая специализация метаморфических зон. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968, с. 195—211. (МГК, XXIII сесс., докл. сов. геол., пробл. 4).
- Великoslavинский Д. А., Казakov А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963, М.—Л., вып. 17, 225 с.
- Великoslavинский Д. А., Мануйлова М. М., Ревякин Л. В., Соколов Ю. М., Шалек Е. А. Метаморфические пояса Байкальской горной области. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 167—182.
- Винклер Х. Генезис метаморфических пород. М., 1969, 246 с.
- Винклер Х., Платен Х. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. — Новосибирск, 1968, 155 с.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Власов К. А. К вопросу о генезисе пегматитов. — ДАН СССР, 1951, сер. геол., т. 78, № 2, с. 351—355.
- Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометалльных гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР, 1956, сер. геол., № 1, с. 65—89.
- Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы. — Изв. АН СССР, 1961, серия геол., № 1, с. 8—29.
- Воинов А. С., Гордиенко В. В., Ефрон А. С. Главные черты геохимической специализации пород Чушино-Лоухского района, вмещающих мусковитовые пегматиты. — В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Кратк. тез. докл. Всес. теор. конф. Л., 1973, с. 123—124.
- Володичев О. И. Метаморфизм докембрийских комплексов в Прибеломорье и Западной Карелии. — В кн.: Тезисы докладов геологической Межобластной конференции по проблеме «Геология и полезные ископаемые Карелии». Петрозаводск, 1971, с. 51—53.
- Володичев О. И. Ранний метаморфизм пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья. Автореф. канд. дисс. М., 1972, 25 с.
- Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., 1964, 183 с.
- Галкин Г. А. Положение слюдоносных зон в гранит-пегматитовых телах (Согдиондонское месторождение). — В кн.: Новые исследования в геологии. Л., 1969, с. 78—92.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., 1968, 368 с.
- Гаррис М. А., Шанин Л. Л., Дядин Н. Н., Устюжанина Л. С., Солдатенко С. С. Абсолютный возраст гранитоидов Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. — В кн.: Труды седьмой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1960, с. 166—187.
- Гегузин Я. Е., Берзина И. Г., Воробьев И. В. О термической устойчивости трекров от осколков деления урана в монокристаллах мусковита по данным опытов по химическому травлению. — Изв. АН СССР, 1966, сер. геол., № 6, с. 21—26.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. М.—Л., 1968, 333 с.
- Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., 1960, с. 5—16. (МГК, XXI сесс., докл. сов. геол., пробл. 17).
- Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов. — Тр. Минер. музея АН СССР, 1965, вып. 7, с. 12—55.

- Гинзбург А. И. Проблемы редкометальных гранитов. — В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., 1972, с. 7—27.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — Геология рудных месторождений, 1960, № 1, с. 45—54.
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973, 127 с.
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И., Прияткина Л. А., Пушкарев Ю. Д. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 5—24.
- Глебовицкий В. А., Турченко С. И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 275—288.
- Говоров И. Н. Контактный метаморфизм гранитоидных интрузий и его термодинамика. — Геология и геофизика, 1967, № 10, с. 135—151.
- Гордиенко В. В. К вопросу о процессах перекристаллизации в пегматитах. — Зап. ВМО, 1962, ч. ХСІ (91), вып. 6, с. 700—711.
- Гордиенко В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л., 1970а, 236 с.
- Гордиенко В. В. Концентрация Li, Rb и Cs в калиевом полевоом шпате и мусковите как критерий прогнозной оценки редкометального оруденения гранитных пегматитов. — Зап. ВМО, 1970б, ХLIX ч. (49), вып. 2, с. 155—164.
- Гордиенко В. В., Жукова И. А. К геохимии лития, рубидия и цезия в редкометальных гранитных пегматитах. — В кн.: Минералогия и геохимия. Л., 1968, вып. 3, с. 104—121.
- Гордиенко В. В., Пономарева Н. И., Цыбина Н. В. Поведение микроэлементов в процессе формирования слюдоносных пегматитов. — В кн.: Первый Международный геохимический конгресс. Москва, 1971, т. III, кн. 2. М., 1972, с. 420—437.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., 1965, 300 с.
- Горлов Н. В. Некоторые закономерности залегания пегматитовых тел в гнейсах архея. — В кн.: Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. М.—Л., 1957, с. 257—269.
- Горлов Н. В. Структура беломорид. Л., 1967, 111 с.
- Горлов Н. В. Особенности раскрытия трещин растяжения на примере жильных полостей пегматитов Северо-Западного Беломорья. — Геотектоника, 1971, № 3, с. 32—41.
- Горлов Н. В., Симонова Н. Ф. К вопросу о генезисе слюдоносных пегматитов Северо-Западного Беломорья. — Зап. ВМО, 1957, ч. 86, вып. 6, с. 671—681.
- Гродницкий Л. Л. Тектурно-минералогическая классификация слюдоносных пегматитов Северной Карелии. — В кн.: Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Петрозаводск, 1969, с. 99—115. (Тр. ИГ Карельск. фил. АН СССР, вып. 4).
- Гусельников Н. В. Генетические проблемы железорудных формаций КМА. М., 1972, 228 с.
- Давиденко И. В. Об энергии кристаллических решеток модификаций кремнезема и силикатов. — ДАН СССР, 1965, серия геол., т. 164, № 3, с. 670—674.
- Дворкин-Самарский В. А. Мамские гранитные пегматиты и их слюдоносность. — В кн.: Петрографические исследования магматических пород Восточной Сибири. М., 1961, с. 171—233. (Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, серия геол., вып. 16).
- Дворкин-Самарский В. А., Кузнецова А. И. О распределении некоторых редких и редкоземельных элементов в гранитоидах и пегматитах Северного Прибайкалья. — Геология и геофизика, 1960, № 5, с. 40—53.
- Дибров В. Е. Геологическое строение Гутаро-Бирюсинского слюдоносного района. Воронеж, 1958, 126 с.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты. М., 1966, 316 с.
- Дмитриев Л. К. Особенности генезиса одного хрусталоносного месторождения Южного Урала по включениям в минералах. — В кн.: Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по минералогии, термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., 1968, с. 88—90.
- Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис. Новосибирск, 1973, 453 с.
- Добрецов Н. Л., Лепезин Г. Г., Соболев В. С., Хлестов В. В. Принципы составления обзорных карт метаморфизма. — В кн.: Обзорные карты

- и общие проблемы метаморфизма. Тр. Всес. симпозиума, т. I. Новосибирск, 1972, с. 8—18.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., 1970, 432 с.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С. Учение о метаморфических фациях. — В кн.: Фации метаморфизма. М., 1970, с. 192—242.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., 1974, 328 с.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Принципы выделения и классификация регионально-метаморфических формаций. — Геология и геофизика, 1969, № 3, с. 3—16.
- Долгов Ю. А. Вопросы генезиса пегматитов по материалам изучения флюидов в минералах. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., 1965, с. 207—215. (МГК, XXII сесс., докл. сов. геол., пробл. 6).
- Долгов Ю. А. Включения в минералах метаморфических пород, как показатель условий метаморфизма. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., 1970, т. 2, с. 272—280.
- Долгов Ю. А., Макагон В. М., Соболев В. С. Жидкие включения в дистене метаморфических пород и пегматитов Мамского района. — ДАН СССР, 1967, сер. геол., т. 175, № 2, с. 444—447.
- Долгов Ю. А., Мельгунов С. В., Шугурова Н. А. Термодинамические условия образования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта (Юго-Восточный Алтай). — ДАН СССР, 1970, сер. геол., т. 192, № 4, с. 892—895.
- Донней Г., Виар Ж., Сабатье Г. Структурный механизм термических и концентрационных превращений в силикатах. — В кн.: Физика минералов. 1964, М., с. 31—38.
- Дорохин В. К. Зоны тектонических нарушений глубокого заложения. — В кн.: Новые исследования в геологии. Л., 1969, с. 105—123.
- Другов Г. М., Карпов И. К. Статистическое изучение пространственного распределения минералообразования в мамских пегматитах. — Изв. высш. учебн. заведений, Геология и разведка, 1967, № 12, с. 41—44.
- Другов Г. М., Карпов И. К. О кислотном максимуме среды минералообразования пегматитов и кварцевых жил Мамского района. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. М., 1971, с. 135—136.
- Другов Г. М., Леонтьев Г. И. Некоторые особенности изменения химического состава пелитовых пород в системе метаморфической зональности Мамского района. — В кн.: Материалы конференции молодых научных сотрудников. Иркутск, 1968, с. 78—84.
- Другов Г. М., Леонтьев Г. И. Роль литологического состава и степени метаморфизма вмещающих пород при формировании мусковитоносных пегматитов Мамской слюдоносной провинции. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование, ч. II. Киев, 1972, с. 92—107.
- Другов Г. М., Леонтьев Г. И. К статистической оценке мусковитконтролирующих факторов промышленных пегматитов Мамского района (Северо-Байкальская мусковитовая провинция). — В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Крат. тез. докл. Всес. теор. конф. Л., 1973, с. 87—89.
- Другов С. И. Глубинные разломы и блочное строение Байкало-Патомского нагорья. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1966, с. 154—161.
- Ермаков Н. П. Термометрия глубинных процессов рудообразования. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, М., 1965, с. 7—23.
- Ермаков Н. П., Громов А. В. Применение и обоснование декрептометрической съемки при поисках слепых рудных тел и математическая обработка ее результатов. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. I. М., 1968, с. 215—224.
- Ермолаев М. М. Вычисление значений свободных энергий некоторых гипергенных минералов на основе предположения о стационарности химических потенциалов и концентраций главных элементов в водах Мирового Океана. — В кн.: Миграция химических элементов при процессах выветривания (по экспериментальным данным). М., 1966, с. 13—16.
- Жиров К. К., Бандуркин Г. А., Лаврентьев Ю. Г. К геохимии редкоземельных элементов в пегматитах Северной Карелии. — Геохимия, 1961, № 11, с. 995—1004.
- Завалишин М. А., Львова Н. А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. — Тр. Гипронислуда, 1954, вып. I (3), М., с. 4—72.

- Завалишин М. А., Чесноков В. Н. Некоторые особенности формирования и размещения пегматитовых жил в Мамском районе. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1960, вып. IV, с. 67—79.
- Завалишин М. А., Чесноков В. Н. Минеральная зональность Мамского пегматитового поля и ее природа. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. М., 1971, с. 13—18.
- Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. — Зап. ВМО, 1947, № 1, вып. 1, с. 37—51.
- Загорский В. Е., Воробьев В. Е., Саловарова Г. П. Особенности экзоконтактных изменений и первичных ореолов рассеяния пегматитов на одном из участков Слюдянского месторождения (Мамский район). — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., 1971, с. 206—219.
- Зарубин В. В. Тектонические условия формирования пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия). — В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Кратк. тез. докл. Всес. теор. конф. Л., 1973, с. 41—42.
- Захарченко И. З. О специализации гранитов в условиях образования связанных с ними месторождений. — В кн.: Первый Международный геохимический конгресс. Москва, 1971, Т. III, кн. 2. М., 1972, с. 396—409.
- Иванов Г. В. О тектонических условиях формирования пегматитовых жил. — Тр. Иркутск. гос. ун-та им. А. А. Жданова, 1959, т. XIV, сер. геол., вып. 4, с. 112—124.
- Иванов Г. В. Тектоника и время образования Мамских слюдоносных пегматитовых жил. — В кн.: Тектоника Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, 1971, с. 225—270.
- Иванов И. П. Экспериментальные исследования систем с вполне подвижными компонентами. — В кн.: Кинетика и динамика геохимических процессов. М., 1971, с. 224—230.
- Иванов С. Н., Нечеухин В. М. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменного изменения рудовмещающих вулканогенных толщ. — Геология рудных месторождений, 1969, т. XI, № 1, с. 40—49.
- Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., 1971, 267 с.
- Кадик А. А., Луканин О. А. Поведение воды и углекислоты в магматических процессах, определяемое их растворимостью. — Геохимия, 1973, № 2, с. 163—179.
- Казakov А. Н. О структуре мамской толщи (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: Геология и петрология докембрия. М.—Л., 1960, с. 43—52. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11).
- Калужный В. А. Минералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів пегматитів занорившого типу України. Киев, 1971, 213 с.
- Камерон Е. Н., Джанс Р. Г., Макнейр А. Г., Пейдж Л. Р. Внутреннее строение гранитных пегматитов. М., 1951, 146 с.
- Карпов И. К. Применение термодинамических расчетов к анализу минеральных равновесий в мамских пегматитах. — Геология и геофизика, 1965а, № 10, с. 97—105.
- Карпов И. К. Физико-химические условия минеральных равновесий в пегматитах Мамского пегматитового поля. — Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1965б, 24 с.
- Карпов И. К., Антипина Е. Н. Сравнительная характеристика химического состава пегматита и вмещающих пород Мамского пегматитового поля. — Изв. Высп. учебн. заведений. Геология и разведка, 1965, № 10, с. 57—63.
- Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., 1968, 141 с.
- Карский Б. Е., Толстой А. И. Генетические типы промышленного мусковита и области их рационального использования. М., 1959, 57 с.
- Каширин К. Ф., Кондрашова В. А., Шакин Б. М. Петрохимическая и геохимическая характеристика палеозойских гранитоидов конгудеро-мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., 1965, с. 23—47.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы Среднего Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. III. Свердловск, 1963а, с. 197—202.
- Кейльман Г. А. Поисквые критерии мусковитовых месторождений Урала. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. 1963б, с. 105—106. (Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 42).
- Кепежинская К. Б. Неоднородность давлений при метаморфизме зонального метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай). — ДАН СССР, 1971, сер. геол., т. 196, № 1, с. 192—195.

- К е п е ж и н с к а с К. Б., М е л ь г у н о в С. В. Сопоставление химизма метapelитов различных температурных ступеней метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай). — Геология и геофизика, 1970, № 8, с. 122—128.
- К е п е ж и н с к а с К. Б., Х л е с т о в В. В. Влияние *P-T* условий на пределы колебаний железистости в минералах среднетемпературных метapelитов. — Зап. ВМО, 1974, ч. СШ (103), вып. 2, с. 241—246.
- К е р н Р., В а й с б р о д А. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. М., 1966, 278 с.
- К о н о н о в А. Н. Силлиманит Тонкулакского хребта. — Вестн. Зап.-Сиб. и Ново-сиб. геол. упр., 1961, № 2, с. 39—42.
- К о н о п л е в С. П. Геологический очерк Бирюсинского слюдоносного района. — Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. 13, 1937, 58 с.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. — В кн.: Слюдь СССР, М., 1937а, с. 93—114.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Мусковитовые пегматиты Стапового хребта в районе Амуро-Якутской магистрали. — В кн.: Слюдь СССР, М., 1937б, с. 473—478.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. М., 1945, 111 с. (Тр. ИГН АН СССР, петрограф. серия (№ 21), вып. 61).
- К о р ж и н с к и й Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. — Геохимия, 1956, № 7, с. 3—10.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Кислотность—щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с. 42—56.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., 1972, с. 144—153.
- К о ч н е в А. П., К о ч м а р е в Д. Ф., В о р о б ь е в В. Е., Е п а н ч и н ц е в В. А., К р я ж е в а Н. И. О некоторых разновидностях метасоматитов мамской кристаллической полосы. — В кн.: Материалы конференции молодых научных сотрудников. Иркутск, 1968, с. 41—42.
- К о ч н е в А. П., Ч е р е м н ы х В. А., З а г о р с к и й В. Е. О происхождении и геохимической эволюции пегматитов Мамской слюдоносной провинции. — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., 1971, с. 21—48.
- К р а м а р е н к о Н. К. Фазовая природа плагиоклазов; состав фаз и связь с ними призации. — Геологический журнал АН УССР, 1971, т. 31, вып. 5, с. 51—61.
- К р а т ц К. О., Г л е б о в и ц к и й В. А. Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973 с. 3—20.
- К р а т ц К. О., С о к о л о в Ю. М., Г л е б о в и ц к и й В. А. Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковито-редкометалльных пегматитов в метаморфических поясах. — В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Кратк. тез. докл. Всес. теор. конф. Л., 1973а, с. 5—8.
- К р а т ц К. О., С о к о л о в Ю. М., Г л е б о в и ц к и й В. А., Д а г е л а й с к и й Б. В., С а л ь е М. Е., Т у р ч е н к о С. И. Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР. — Геология рудных месторождений, 1973б, № 6, с. 3—13.
- К р е м л я к о в И. И. Разрывные нарушения в толще параметаморфических пород Мамско-Чуйского района и их практическое значение. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области, 1962, вып. 4, XXXI, с. 83—88.
- К р е м л я к о в И. И. Структурно-тектонические условия формирования мусковитоносных пегматитов одного из месторождений Мамско-Чуйского района. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1966, с. 214—219.
- К у з м е н к о М. В., С о л о д о в Н. А. Пегматиты как модель магматического процесса. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М., 1965, с. 12—15.
- К у з м е н к о М. В., К а л и т а А. П., М е л е н т ь е в Г. Б., Н е д у м о в И. Б., Ф и л и п п о в а Ю. И. Геохимическая специализация и вопросы классификации редкометалльных гранитных пегматитов. — В кн.: Пегматитовые редкометалльные месторождения, вып. 1, М., 1971, с. 20—47.
- К у т и н а Ян. Применение принципа равных расстояний при поисках рудных жил. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., 1971, с. 109—118.
- Л а б у н ц о в А. Н. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. — Пегматиты СССР. М.—Л., 1939, 260 с.
- Л а з ь к о Е. М., К и р и л ь ю к В. П., Л ы с а к А. М., С и в о р о н о в А. А., Я ц е н к о Г. М. Формации суперкрусальных пород и принципы их выделе-

- ния. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Тр. Всес. симпозиума, т. II. Новосибирск, 1972, с. 119—134.
- Лемлейн Г. Г. Процесс геометрического отбора в растущем агрегате кристаллов. — ДАН СССР, 1945, т. 48, № 3, с. 177—180.
- Ленных В. И., Поламарь Н. П. О возрасте магматических и метаморфических пород Мугуджар. — В кн.: Абсолютные датировки тектоно-метаморфических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г., М., 1966.
- Леонова В. А. Некоторые вопросы геохимии и генезиса пегматитовых жил Чупы (Сев. Карелия). — Зап. ВМО, 1965, ч. XCIV (94), вып. 3, с. 272—287.
- Леонова В. А., Галибин В. А. О соотношении циркония и гафния в цирконах из пегматитов и вмещающих их гнейсов Беломорья. — ДАН СССР, 1963, сер. геол., т. 153, № 5, с. 1168—1171.
- Леонова В. А., Елина Н. А. О составе редкоземельных элементов в апатитах из гранитных пегматитов Северо-Западного Беломорья. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., 1969, № 7, с. 97—107.
- Леонтьев А. Н. О симметричной системе пегматитовых и гидротермальных зон Прииртышья. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М., 1965, с. 108—126.
- Леонтьев Г. И. Некоторые черты седиментационной ритмичности мамской толщи. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., 1971, с. 110—120.
- Лепезин Г. Г. Новые данные по метаморфическим породам Ильдугемо-Кубадринской зоны смятия (Горный Алтай). — Геология и геофизика, 1968, № 4, с. 61—68.
- Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое сродство) и применение их в геохимии. М., 1965, 116 с.
- Летников Ф. А. К вопросу о приближенных методах вычисления изобарно-изотермических потенциалов для целей геохимии. — В кн.: Миграция химических элементов при процессах выветривания (по экспериментальным данным). М., 1966, с. 46—53.
- Лобач-Жученко С. Б., Кратц К. О., Герлинг Э. К., Горохов И. М., Кольцова Т. В., Морозова И. М., Крылов И. Н., Чекулаев В. П., Пушкарев Ю. Д., Спринсон В. Д., Алферовский А. А. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972, 193 с.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., 1967, 447 с.
- Макагон В. М. Жидкие включения в минералах из слюдоносных пегматитов Мамского района. — В кн.: Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по минералогии, термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., 1968, с. 135—136.
- Макагон В. М. Геолого-геохимические особенности метаморфических пегматитов Мамского слюдоносного района. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, 1970, с. 31—32.
- Макагон В. М. О температурах образования и послемагматического изменения слюдоносных пегматитов Мамского района. — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., 1971, с. 48—71.
- Макагон В. М., Шмакин Б. М. Физико-химические параметры процессов образования и изменения мусковитовых пегматитов Мамского района. — В кн.: Ежегодник, 1968. Сибирский институт геохимии. Иркутск, 1969, с. 142—146.
- Макагон В. М., Шмакин Б. М., Каширин К. Ф. Особенности геохимии гранитовидных пегматитов и гнейсо-гранитов Мамского района. — Геология и геофизика, 1969, № 2, с. 34—41.
- Макрыгина В. А., Петров Б. В. Геохимические особенности процесса гранитизации пород чуйской толщи (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: Ежегодник, 1970. Сибирский институт геохимии. Иркутск, 1971, с. 88—93.
- Мануйлова М. М., Васильковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. Л., 1964, 226 с.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., 1965, 327 с.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., 1968, 199 с.
- Марин Ю. Б. Варианты собирательной перекристаллизации породообразующих минералов гранитов в связи с особенностями возникновения разных типов пегматитовых пород. — В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и промышленная оценка). Л., 1972, с. 272—283.
- Марков Н. П. Слюдяные месторождения Мамского пегматитового поля. — В кн.: Слюды СССР, М., 1937, с. 370—438.
- Мелентьев Г. Б., Айздердзис Д. Я., Попова Г. Н. Минералого-геохимическая специализация и пространственная зональность одного из полей

- цезийсодержащих пегматитов юга СССР. — В кн.: Пегматитовые редкометалльные месторождения, вып. 3. М., 1971, с. 51—75.
- Мельников Е. Н. Геология и закономерности размещения месторождений гранулированного кварца южной части Уфалейского гнейсового комплекса. — Автореф. канд. дисс. Свердловск, СГИ, 1972, 29 с.
- Мельников Е. П., Мельникова Н. И. Новые данные о геологии, метаморфизме и слюдоносности юго-восточной части Уфалейского антиклинория (Средний Урал). Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы доклада, 1966, т. V, с.
- Менерт К. Р. Мигматиты и происхождение гранитов. М., 1971, 328 с.
- Миловский А. В., Кнорре К. Г. Абсолютный возраст метаморфических пород и гранитоидов Мугоджар по данным калий-аргонового метода. — Вест. МГУ, 1965, сер. IV, геология, № 5, с. 44—56.
- Минеев Д. А. О возрасте и генезисе редкоземельных пегматитов горы Слюдяной (Средний Урал). — В кн.: Конференция молодых научных сотрудников ИМГРЭ АН СССР. Тезисы докладов. М., 1959, с. 15—16.
- Минеев Д. А. Исследование свойств и возможностей тройной диаграммы $\Sigma\text{Ce} - \Sigma\text{Y}_1 - \Sigma\text{Y}_2$. — Геохимия, 1965, № 12, с. 1423—1438.
- Минеев Д. А. Лантаноиды в минералах. М., 1969, 182 с.
- Минеев Д. А., Макаровичи Б. А., Жабин А. Г. К изучению поведения лантаноидов в процессах изменения редкоземельных минералов. — Геохимия, 1962, № 7, с. 590—597.
- Минеев Д. А., Салье М. Е. Некоторые особенности геохимии ультраметаморфогенных слюдоносных пегматитов Северной Карелии. — В кн.: Пегматитовые редкометалльные месторождения, вып. 4. М., 1971, с. 59—82.
- Митропольский А. С., Кулик Н. А., Мельгунов С. В. О происхождении зоны метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. 5. Новосибирск, 1967, с. 252—267.
- Митрофанов Ф. П., Кравцова Е. И. Раннедокембрийское гранитообразование во времени и пространстве и его сравнение с фанерозойским. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 80—88.
- Мишарев Д. Т. Мамско-Витимско-Чуйские месторождения слюды. М.—Л., 1932, 89 с. (Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 154).
- Мияширо А. Метаморфизм и его связь с глубинами. В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 436—468.
- Моравовский В. Н., Галкин Г. А. Пространственное положение кристаллов крупнокристаллических слюд (на примере Согдиондонского месторождения мусковита). — В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых, Л., 1971, с. 148—153.
- Московченко Н. И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма квантит-силлиманитового типа. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971а, с. 34—51.
- Московченко Н. И. Ритмично-слоистые образования Северной Карелии и особенности их метаморфизма. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., 1971б, с. 69—84.
- Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М., 1971, 239 с.
- Недумов И. Б. Роль геологических факторов в формировании пегматитов и некоторых других эндогенных месторождений, связанных с гранитами. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М., 1965а, с. 16—73.
- Недумов И. Б. О процессе дифференциации пегматитового расплава и роли тектоники в формировании редкометалльных пегматитов. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., 1965б, с. 29—48. (МГК, XXII сесс., докл. сов. геол., пробл. 6).
- Недумов И. Б., Акелин Н. А., Земская И. П. Влияние региональных и локальных геологических факторов на формирование пегматитов и их редкометалльную специализацию. — В кн.: Пегматитовые редкометалльные месторождения, вып. 2. М., 1971, с. 5—48.
- Неелов А. Н. Стратиграфия, структура и метаморфизм докембрия среднего течения рр. Мамы и Большой Чуи. — Тр. ЛАГЕД, 1957, вып. 7, с. 268—308.
- Неелов А. Н. Палеотектоника Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968, с. 41—51. (МГК, XXIII сесс., докл. сов. геол., пробл. 4).
- Неелов А. Н. Метаморфические и палеометаморфические карты как метод анализа строения и эволюции земной коры (на примере юга Восточной Сибири). — В кн.:

- Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Тр. Всес. симпозиума, т. 1. Новосибирск, 1972, с. 48—62.
- Неелов А. Н. Структурно-метаморфическая эволюция пород мамской кристаллической полосы в связи с их мусковитовостью. — В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Кратк. тез. докл. Всес. теор. конф. Л., 1973, с. 59—63.
- Неелов А. Н. Байкальские и раннекаледонские складчатые системы Байкальской горной области. — В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., 1974, с. 128—141.
- Неелов А. Н., Глебовицкий В. А., Байкова В. С., Дук Г. Г., Карсаков Л. П., Милькевич Р. Н., Седова И. С., Турченко С. И. Эволюция метаморфических поясов юга Восточной Сибири. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 117—143.
- Неелов А. Н., Глебовицкий В. А., Кац А. Г., Копяевич Л. В., Седова И. С. Юго-западная граница и возраст Алданского щита. — Геология и геофизика, № 11, 1962, с. 52—59.
- Неелов А. Н., Седова И. С. Докембрий западной части Станового хребта. — В кн.: Стратиграфия СССР, т. 1. Азиатская часть. М., 1963, с. 264—286.
- Никаноров А. С. О тепловом режиме формирования керамических и слюдоносных пегматитов. — Изв. АН СССР, 1971, серия геол., № 11, с. 18—26.
- Никаноров А. С., Михайлов И. И. Температуры образования пегматоидных структур в слюдоносных и керамических пегматитах. — Геохимия, 1964а, № 11, с. 1146—1151.
- Никаноров А. С., Михайлов И. И. О температурах образования крупнокристаллического мусковита в слюдоносных пегматитах. — Зап. ВМО, 1964б, ч. ХСIII (93), вып. 3, с. 273—280.
- Никаноров А. С., Михайлов И. И. О температурах образования мусковита. — Зап. ВМО, 1967, ч. ХСVI (96), вып. 2, с. 162—169.
- Никаноров А. С., Михайлов И. И. О составе гранатов из пегматитов и метаморфических пород беломорского комплекса. — Зап. ВМО, 1969, ч. ХСVIII (98), вып. 6, с. 670—678.
- Никаноров А. С., Михайлов И. И., Москалюк А. А., Лазаревич Н. С. О составе и концентрации растворов из микровключений в кварце слюдоносных и керамических пегматитов. — В кн.: Сборник статей по экспериментальным и геолого-минералогическим исследованиям процессов рудообразования. Л., 1968, с. 60—69. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 162, вып. I).
- Никаноров А. С., Рыцк Ю. Е., Смирнова В. С., Бабошин В. А., Михайлов И. И., Соловьев В. Л. Закономерности размещения слюдоносных пегматитов Северо-Западного Беломорья. Л., 1971, 67 с.
- Никитин В. Д. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии. — Зап. ВМО, 1949, ч. LXXVIII (78), вып. 3, с. 207—226.
- Никитин В. Д. К генезису слюдяных пегматитов Карелии. — Зап. ВМО, 1950, ч. LXXIX (79), вып. 4, с. 268—278.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. — Зап. ЛГИ, 1952, т. 27, вып. 2, с. 107—158.
- Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. — Зап. ЛГИ, 1955, т. 30, вып. 2, с. 44—117.
- Никитин В. Д. Процессы и условия формирования месторождений керамических, слюдоносных и редкометаллических пегматитов и их поисковые признаки. — Автореф. докт. дисс. Л., 1957, 34 с.
- Никитин В. Д. К дискуссии о влиянии вмещающих горных пород на тип минерализации эндогенных месторождений. — Зап. ВМО, 1959а, ч. ХХСVIII (88), вып. 5, с. 604—609.
- Никитин В. Д. Современное состояние учения о процессах и условиях формирования пегматитов. — Зап. ЛГИ, 1959б, т. 40, вып. 2, с. 77—94.
- Никитин В. Д. Условия формирования редкометаллических и слюдоносных пегматитов. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., 1960, с. 39—61. (МГК, XXI сесс., докл. сов. геол., пробл. 17).
- Никитин В. Д. Генезис слюдоносных зон в телах гигантопегматитов. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., 1965, с. 110—120. (МГК, XXII сесс., докл. сов. геол., пробл. 6).
- Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 4—51.
- Никитин В. Д., Руденко С. А., Эшкин В. Ю. К генезису хрусталеносных пегматитов Урала. — Зап. ЛГИ, 1967, т. 52, вып. 2, с. 11—19.
- Никитина Л. П., Хильтова В. Я., Шулешко И. К. Восточно-Саянская складчатая область. — В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1968, с. 42—46.
- Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., 1961, 338 с.

- Н и к у л и н В. И. Палеоблоки Байкало-Патомского нагорья. — Советская геология, 1967, № 7, с. 50—65.
- О в ч и н и к о в Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. 1963, М., с. 57—83.
- П е й в е А. В. Тектоника и магматизм. — Изв. АН СССР, 1961, сер. геол., № 3, с. 36—54.
- П е т р о в В. П. Теория генезиса пегматитовых жил в свете данных Д. Кеннеди о системе кремнекислота—вода. — В кн.: Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах. М., 1969, с. 23—27. (Тр. ВНИИСИМС, т. XI).
- П е т р о в В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., 1972, 135 с.
- П е т р о в с к а я Н. В. Гиганто-мигматитовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного района. Свердловск—Москва, 1937, 71 с. (Тр. Вост. Сиб. геол. треста, вып. 23).
- П е т р о в с к а я Н. В. Пегматиты Мамско-Витимского слюдоносного района. — В кн.: Пегматиты СССР, т. I. М., 1940, с. 582—601.
- П л а т е н Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. — В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 211—226.
- П о л ы к о в с к и й В. С., М е р к у л о в Э. Л., Б о ш к о М. Т. Минералогическая и геохимическая характеристика ореолов пропаривания, выявленных декрепитацией пород около хрусталеносной жилы на Памире. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. I. М., 1968, с. 204—215.
- П р е д т е ч е н с к и й А. А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск, 1967, 155 с.
- Р а с с к а з о в Ю. П. О связи мусковитовых пегматитов хребтов Станового и Тукурингры с ультраметаморфизмом и составом вмещающих пород. — В кн.: Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971, с. 138—143.
- Р а с с к а з ч и к о в А. Н. О природе и возрасте бирюсинской серии (Восточный Саян). — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов востока СССР. Владивосток, 1968, с. 45—46.
- Р а с с к а з ч и к о в А. Н. Геологические формации и структура центральной части Восточного Саяна. М., 1971, 146 с.
- Р о д и о н о в Г. Г. Происхождение форм пегматитовых жил. — Тр. ВНИИ «Асбоцемент», 1956, вып. 5, с. 156—215.
- Р о д и о н о в Г. Г. Типы слюдоносных пегматитовых тел и их промышленная оценка. М., 1959, 83 с. (Тр. ВИМС, вып. 4, нов. серия).
- Р о д и о н о в Г. Г. Закономерности размещения пегматитовых полей в Саяно-Становой области Сибири. — В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, 1960а.
- Р о д и о н о в Г. Г. Механизм образования полостей, выполненных пегматитами, и структура пегматитовых полей. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. Механизм образования пегматитовых тел. Вып. 7. М., 1960б, с. 35—37.
- Р о д и о н о в Г. Г. Типы пегматитовых поясов и их особенности. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вопросы геологии и генезиса пегматитов. Вып. 22. М., 1964а, с. 60—74.
- Р о д и о н о в Г. Г. Классификация пегматитов и особенности процесса пегматитообразования. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вопросы геологии и генезиса пегматитов. Вып. 22. М., 1964б, с. 82—114.
- Р о д и о н о в Г. Г. О типах пегматитов и некоторых особенностях пегматитообразования. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., 1965, с. 222—235. (МГК, XXII сесс., докл. сов. геол., пробл. 6).
- Р о д и о н о в Г. Г., Б у ш е в А. Г., К а л у г и н Е. Н. Особенности пегматитов, вызываемые условиями образования. — Геология рудных месторождений, 1972а, № 6, с. 17—29.
- Р о д и о н о в Г. Г., К а л у г и н Е. Н., Б а л а н д и н Л. И., П е т р о в а Н. С. О природе и соотношениях графических и блоковых пегматитов. — Изв. АН СССР, 1972б, сер. геол., № 8, с. 28—37.
- Р о д и о н о в Г. Г., Р о н е н с о н Б. М. Оценка месторождений при поисках и разведке. Слюда. М., 1972, 215 с.
- Р о м а н о в В. А. Некоторые особенности ориентировки крупнокристаллических слюд в пегматитах Мамско-Чуйского района. — В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и промышленная оценка). Л., 1972, с. 283—290.
- Р о н о в А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.
- Р у д е н к о С. А. К вопросу о морфологии пертитовых сростаний полевых шпатов. — Зап. ВМО, 1949, ч. LXXVIII (78), вып. 4, с. 265—269.
- Р у д е н к о С. А. Полевые шпаты керамических пегматитов Южной Карелии. — Зап. ЛГИ, 1952, т. 27, вып. 2, с. 159—196.

- Руденко С. А. Основные закономерности образования пегматоидных пород и пегматитов в щелочных массивах. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., 1965, с. 271—288. (МГК, XXII сес., докл. сов. геол., пробл. 6).
- Руденко С. А., Зуева В. П. Стадии пегматообразования и эволюция типов пегматитов. — Зап. ЛГИ, 1973, т. 66, вып. 2.
- Рудовская Л. Н. К геохимии гранитных пегматитов Северо-Западного Беломорья. — Геохимия, 1964, № 6, с. 529—541.
- Рундквист Д. В. Об одной общей закономерности геологического развития. — В кн.: Материалы к совещанию: Общие закономерности геологических явлений. Вып. 1. Л., 1965, с. 79—90.
- Рыцк Ю. Е. Влияние дизъюнктивных нарушений на распределение пегматитов в северо-западном Беломорье. — В кн.: Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых. Л., 1962, с. 49—70. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 83).
- Рыцк Ю. Е. Роль тектоники в формировании слюдоносных пегматитов. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., 1965, с. 222—235. (МГК, XXII сес., докл. сов. геол., пробл. 6).
- Рыцк Ю. Е. О причинах, определяющих слюдоносность пегматитов. — Зап. ВМО, 1969, ч. ХCVIII (98), № 4, с. 422—431.
- Рыцк Ю. Е. Тектонические условия формирования слюдоносных пегматитов. — В кн.: Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов. М., 1972, с. 225—322. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 187).
- Рябчиков И. Д. Новая диаграмма для двухполюсоватого геологического термометра, построенная при помощи термодинамической обработки экспериментальных данных. — ДАН СССР, 1965а, сер. геол., т. 165, № 3, с. 672—675.
- Рябчиков И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., 1965б, 120 с.
- Рябчиков И. Д., Соловьева Б. А. К геохимии рубидия и лития в слюдоносных пегматитах Северной Карелии. — Геохимия, 1961, № 4, с. 316—323.
- Савин В. В. Механические свойства метаморфических пород. — В кн.: Вопросы геологии, поисков и разведки мусковитовых пегматитов. М., 1971, с. 33—44.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II. М., 1967, 699 с.
- Салье М. Е. Структурно-минералогическая и химическая дифференциация пегматитов Северной Карелии. — В кн.: Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского полуострова. М.—Л., 1962, с. 256—286.
- Салье М. Е. Пегматиты Чупинского района и закономерности размещения в них мусковита (Сев. Карелия). — Автореф. канд. дисс. Л., 1963, 22 с.
- Салье М. Е. Металлогеническая специализация пегматитов докембрия и эволюция их химизма (на примере восточной части Балтийского щита). — В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Кратк. тезисы докл. Всес. теор. конф. Л., 1973а, с. 8—12.
- Салье М. Е. Металлогеническая специализация пегматитов докембрия и эволюция их химизма (на примере восточной части Балтийского щита). — ДАН СССР, 1973б, сер. геол., т. 211, № 4—6, с. 1436—1439.
- Салье М. Е. Главные порообразующие минералы флогопитоносных магнезиальных скарнов. — В кн.: Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана., Л., 1974, с. 122—165.
- Салье М. Е., Гордиенко В. В., Глебовицкий В. А. Металлогенические формации пегматитов восточной части Балтийского щита. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 417—419.
- Салье М. Е., Соколов Ю. М., Леонова В. А. Изменение состава гранатов единого эволюционного ряда развития пегматитов как показатель физико-химических условий их образования. — В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Кратк. тез. докл. Всес. теор. конф. Л., 1973, с. 129—132.
- Сараев В. С. Минералого-петрографическая характеристика, метаморфизм и особенности генезиса железорудных месторождений китойской группы (Юго-Западное Прибайкалье). — Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1973, 23 с.
- Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. — В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 24—48.
- Сафронова Г. П. Геохимические критерии в изучении генезиса слюдоносных пегматитов Северной Карелии. — Геохимия, 1966, № 11, с. 1340—1348.
- Сафронова Г. П. Минералого-геохимические особенности формирования слюдоносных пегматитов на примере Чушино-Лоухского пегматитового поля. — Автореф. канд. дисс. Петрозаводск, 1967, 22 с.

- Сафронова Г. П. Минералогические и геохимические особенности экзоконтактовых ореолов слюдоносных пегматитов Северной Карелии. — Советская геология, 1968, № 6, с. 110—124.
- Сафронова Г. П. Западная Карелия — новый пегматитоносный район. — В кн.: Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Карелии. Петрозаводск, 1971, с. 173—177.
- Семеновко Н. П. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы. Киев, 1948, 389 с.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М., 1963, 412 с.
- Скоропыхов А. В. О генетической классификации промышленных пегматитов Северной Карелии и направление поисково-разведочных работ на слюду. — В кн.: Материалы по геологии месторождений слюды. Вып. 2, 1953.
- Скоропыхов А. В. Месторождения мусковита. — В кн.: Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. 1968, с. 3—87.
- Сметаникова О. Г. Рентгеновское определение фазового состава кислых плагиоклазов. — В кн.: Материалы XI научной студенческой конференции. Новосибирск, 1973, с. 98—99.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., 1969, 687 с.
- Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. — Геология и геофизика, 1964а, № 1, с. 7—22.
- Соболев В. С. Об инконгруэнтности плавления минералов, образующихся при изменении давления. — ДАН СССР, 1964б, сер. геол., т. 156, № 2, с. 341—345.
- Соболев В. С., Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. Геология и геофизика, 1970, № 4, с. 24—35.
- Соколов Ю. М. Некоторые вопросы распределения слюд и других минералов в пегматитовых жилах Чуйского месторождения мусковита (Мамско-Чуйский слюдоносный район). — Зап. ВМО, 1959а, ч. XXCVIII (88), вып. 2, с. 191—196.
- Соколов Ю. М. Связь слюдоносных пегматитовых жил Мамского района с региональным метаморфизмом. — В кн.: Некоторые вопросы геологии азиатской части СССР. М.—Л., 1959б, с. 290—296.
- Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., 1970а, 190 с.
- Соколов Ю. М. Петрохимическая эволюция слюдоносных пегматитов (Северо-Байкальская пегматитовая провинция). — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970б, с. 174—180.
- Соколов Ю. М. Генетическая систематика мусковитовых пегматитов. — В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и промышленная оценка). Л., 1972, с. 36—39.
- Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А., Дагелайский В. Б., Кушев В. Г., Михайлов Д. А., Салье М. Е., Турченко С. И. Металлогенетические циклы в развитии метаморфических поясов докембрия СССР. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Тр. Всес. симпозиума, т. II. Новосибирск, 1972, с. 97—109.
- Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А., Турченко С. И. Классификация метаморфогенных полезных ископаемых. — Советская геология, 1975.
- Соколов Ю. М., Мануйлова М. М., Великославинский Д. А. Закономерности пространственного размещения и некоторые вопросы генезиса слюдоносных, керамических и редкометалльных пегматитов. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., 1965, с. 245—257. (МГК, XXII сесс., докл. сов. геол., пробл. 6).
- Соколов Ю. М., Таевский В. М. Генетические типы провинций метаморфогенных мусковитовых пегматитов. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 295—307.
- Соколов Я. Н., Осинский А. В. Хрусталеносные пегматиты и кварц-полевошпатовые тела северной части Тянь-Шаня. — В кн.: Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах. М., 1969, с. 51—66. (Тр. ВНИИСИМС, т. XI).
- Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М., 1962, 234 с.
- Солодов Н. А. Кларки щелочных и редких элементов в гранитных пегматитах. — В кн.: Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М., 1969, с. 185—194.
- Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М., 1971, 290 с.
- Стенарь М. М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (Беломориды Западного Беломорья). — Геотектоника, 1972, № 5, с. 42—52.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., 1964, 550 с.

- Сучков П. Н. К вопросу о слюдоносности мамских гранит-пегматитовых полей. — В кн.: Минеральное сырье. М., 1961, с. 47—67. (Тр. ВИМС, вып. 2).
- Сучков П. Н. Связь вещественного состава мамских слюдоносных пегматитов с их внутренним строением. — В кн.: Вопросы геологии, поисков и разведки мусковитовых пегматитов. М., 1971, с. 138—150.
- Сычев Ю. И. Строение антиклинальной зоны в центральной части мамской толщи. — В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., 1967, с. 122—124.
- Таевский В. М., Таевская З. К. Новые данные по стратиграфии мамской кристаллической полосы. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Иркутск, вып. 1 (XXVII) 1961, с. 7—39.
- Таланцев А. С. Распределение, состав и морфология тантало-ниобатов в гранитных пегматитах одного из районов Урала. — В кн.: Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М., 1969а, с. 126—144.
- Таланцев А. С. Генезис друзовых полостей в пегматитах Урала. — В кн.: Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах. М., 1969б, с. 81—89. (Тр. ВНИИСИМС, т. XI).
- Таланцев А. С. Альбитовые и мусковитовые зоны в гранитных пегматитах Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1971а, с. 171—180.
- Таланцев А. С. Плагноклаз-мусковитовый геологический термометр. — ДАН СССР, 1971б, сер. геол., т. 196, № 5, с. 1193—1195.
- Таланцев А. С. Геотермобарометрия по парагенетической ассоциации калишпат + мусковит + альбит. — В кн.: Ежегодник, 1971. Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972, с. 102—105.
- Татарский В. Б. Определение номера плагноклаза иммерсионным методом. — Зап. ВМО, 1956, ч. XXCV (85), вып. 2, с. 204—206.
- Тимофеев И. Н. Особенности переработки вмещающих пород на ранних этапах пегматитового процесса. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. Механизм образования пегматитовых тел. Вып. 7. М., 1960, с. 57—75.
- Турченко С. И. Колчеданное оруденение в Северной Карелии и его связь с процессами регионального метаморфизма. — Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1971, т. 77—80, вып. 1, с. 29—31.
- Тюрин Я. И. Трепциноватость и ее влияние на распределение пегматитов юго-западной части мамской серии. — В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., 1967, с. 125—129.
- Ушачова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., 1971, 345 с.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., 1962, 412 с.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. М.—Л., 1931, 646 с.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. М., 1940, 712 с.
- Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М., 1973, 169 с.
- Фостер М. Д. Отношения зарядов в диоктаэдрических и триоктаэдрических слюдах. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии слюд. М., 1965, с. 228—245.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. — Тр. Иркутского Гос. унив. им. А. А. Жданова, 1951, сер. геол., вып. 2, с. 38—68.
- Хильтова В. Я. Метаморфизм бирюсинской и дербинской серий и его абсолютный возраст. — В кн.: Вопросы геохронологии и геологии. М.—Л., 1961, с. 299—313. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12).
- Хильтова В. Я., Крылов И. Н. Докембрий центральной части Восточного Саяна. — В кн.: Докембрий Восточного Саяна. М.—Л., 1964, с. 8—122. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 18).
- Хильтова В. Я., Савельев А. А., Петров Б. В., Кепежинская К. Б., Шулешко И. К. Влияние регионального метаморфизма на химический состав осадочных пород. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. — Тр. Всес. симпозиума, т. II. Новосибирск, 1972, с. 167—178.
- Хитаров Н. И. Об условиях плавления гранитного субстрата. — Геохимия, 1957, № 2, с. 102—108.
- Хитрунов А. Т., Артыкбаев Т. Д., Дмитриенко С. М. Об изменении полевых шпатов при постмагматических процессах. — Изв. Каз. ССР, 1970, сер. геол., № 1, с. 79—82.
- Хлестов В. В. Проблема магматического мусковита в пегматитах. — В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Кратк. тез. докл. Всес. теор. конф. Л., 1973, с. 110—111.

- Хоментовский В. В., Семихатов М. А., Репина Л. Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна. — В кн.: Региональная стратиграфия СССР. 1960, т. 4, с. 5—170.
- Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. — Геотектоника, 1966, № 6, с. 64—83.
- Хорева Б. Я. Принципы выделения и классификация метаморфических и плутоно-метаморфических формаций. — ДАН СССР, 1967, сер. геол., т. 176, № 5, с. 1138—1141.
- Хаскин Л. А., Фрей Ф. А., Шмитт Р. А., Смит Р. Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М., 1968, 186 с.
- Чесноков В. Н. Закономерности размещения мусковитоносных пегматитовых жил в Мамском слюдоносном районе. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1966, с. 185—192.
- Чесноков В. Н. Новые данные о структуре мамской кристаллической толщи. — В кн.: Вопросы геологических поисков и разведки мусковитоносных пегматитов. М., 1971, с. 45—48.
- Чесноков В. Н., Другов Г. М., Завалишин А. А., Карпов И. К., Леонтьев Г. И. Принципы геолого-структурного районирования Мамского пегматитового поля для установления перспектив промышленной слюдоносности. — Советская геология, 1966, № 7, с. 117—126.
- Шаров В. Н. К вопросу о метасоматической зональности гранито-гнейсовых полей (Мамско-Чуйский район). — В кн.: Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы. Иркутск, 1968, с. 256—265.
- Шаров В. Н. Изменение структур пород при образовании метаморфической зональности (северо-восточное окончание Мамской кристаллической полосы). — Геология и геофизика, 1972, № 10, с. 51—61.
- Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., 1970, 174 с.
- Ширяева В. А. Типохимические особенности акцессорных минералов мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. — Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1971, 24 с.
- Шамакин Б. М. Волна кислотности послемагматических растворов в слюдоносных пегматитах. — ДАН СССР, 1963, т. 152, № 4, с. 979—982.
- Шамакин Б. М. Гетерогенность и конвергентность мусковитовых пегматитов. — Изв. АН СССР, 1967, сер. геол., № 7, с. 27—36.
- Шамакин Б. М. О хрусталеносных зонах в пегматитах Мамско-Витимской слюдоносной провинции. — В кн.: Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах. М., 1969, с. 102—104. (Тр. ВНИИСИМС, т. XI).
- Шамакин Б. М. О роли давления в геохимической специализации гранитов и пегматитов. — Геохимия, 1971а, № 12, с. 1494—1500.
- Шамакин Б. М. Типохимические особенности главных минералов мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., 1971б, с. 72—101.
- Шамакин Б. М. Генетические связи мусковитовых пегматитов и процессов мусковитизации с материнскими гранитами. — Геология и геофизика, 1973, № 1, с. 125—129.
- Шамакин Б. М., Знаменский Е. Б., Арбатская С. Н., Иванова Л. А., Конусова В. В., Макагон Л. Д. О содержаниях титана, ниобия и тантала в слюдах мусковитовых пегматитов. — В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, 1972, с. 97—108.
- Шамакин В. М., Макагон В. М. Физико-химические условия процессов формирования мусковитовых пегматитов. — В кн.: Первый Международный геохимический конгресс. Москва, 1971, Т. III, кн. 2. М., 1972, с. 410—420.
- Шамакин В. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов. М., 1969, 278 с.
- Шамакин В. М., Ширяева В. А. Распределение редкоземельных и некоторых других элементов в апатитах из мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. — Геохимия, 1968, № 8, с. 962—969.
- Шулятин О. Г., Захаров Ю. И. Метаморфические пояса Таймырской складчатой области. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 182—195.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 5—59.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского полуострова. М.—Л., 1962, 305 с.
- Эванс Р. Введение в кристаллохимию. М., 1948, 367 с.

- Althaus E. et al. An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. — N. Jabrb. Miner. Mh., № 7, 1970, p. 325—336.
- Besshiore deposits and crystalline schists of the adjascent area. — Geol. Sect., Besshimine, Sumitomo Metal Mining Co, Ltd., 1966.
- Brown W. L. The crystallographic and petrologic significance of peristerite unmixing in the acid plagioclases. — Z. Kristallogr., 1960, v. 113, p. 330—344.
- Burnham C. W., Holloway J. R., Davis N. F. The specific volume of water in the range 1000 to 8900 bars, 20 to 900° C. — Amer. J. Sci., 1969, v. 267-A, 70 p.
- Folk R. L. The alteration of feldspar and its products as studied in the laboratory. — Amer. J. Sci., 1947, v. 145, p. 388—394.
- Foster M. D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. — U. S. Geol. Surv. prof. paper, 1960, № 354B, 65 p.
- Fyfe W. S., Turner E. J., Verhoogen J. Metamorphic reactions and metamorphic facies. — Geol. Soc. Amer. Memoirs, 1958, v. 73, p. 241—251.
- Gentile A. L., Roy R. Isomorphism and crystalline solubility in the garnet family. — Amer. Mineralogist, 1960, v. 45, № 5—6, p. 701—711.
- Hafner W. Stress distribution and faulting. — Bull. Geol. Soc. America, v. 62, 1954, p. 373—398.
- Hemléy J. J. Some mineralogical equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-H_2O$. — Amer. J. Sci., 1959, v. 257, p. 241—270.
- Heitanen A. On the facies series in various types of metamorphism. — J. Geol., 1967, v. 75, № 2, p. 187—214.
- Iiyama J. T. Contribution à l'étude des équilibres subsolidus du système terraire orthose—albite—anorthite, à l'aide des réactions d'échange des ions Na—K au contact d'une solution hydrothermale. — Bull. Soc. Franc. Miner. de Crist., 1966, v. 89, № 4, p. 442—454.
- Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental studies of pegmatite genesis. — Melting and crystallization of granites and pegmatites. — Bull. Geol. Soc. America, 1958, v. 69, № 12, pt. 2, p. 1544.
- Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental studies of Pegmatite genesis (A model for the Derivation and Crystallization of granitic Pegmatites). — Economic geology, 1969, № 8, p. 843—864.
- Johnson M. R. W. Some time relations of movement and metamorphism in the Scottish Highlands. — Geol. et mijnborw, 1963, v. 42, № 121.
- Kennedy G. C., Wasserburg C. Y., Nead N. G., Wewton R. C. The upper three-phase region in the system SiO_2-H_2O . — Amer. J. Sci., 1962, v. 269.
- Luth W. C. The system $NaAlSi_3O_8-SiO_2$ и $KAlSi_3O_8-SiO_2$ to 20 kbar and the relationship between H_2O content PH_2O and P_{total} in granite magmas. — Amer. J. Sci., 1969, v. 267A, p. 325—342.
- Luth W. S., Jahns R. H., Tuttle O. F. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. — J. Geophys. Res., 1964, v. 69, № 4, p. 759—774.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. — J. Petrol., 1961, v. 2, № 3, p. 277—311.
- Norton J. J. Composition of a pegmatite Keystone, South Dakota. — Amer. Mineralogist, 1970, v. 55, № 5—6, p. 981—1002.
- Ramberg H. Pegmatites in West Greenland. — Bull. Geol. Soc. America, 1956, v. 67, № 2, p. 185—214.
- Ramsay J. G. Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the North-West Caledonides, In The British Caledonides. (Ed. M. R. W. Johnson and F. H. Stewart). Edinburgh, 143, 1963.
- Rast N. Metamorphic history of the Schichallion Complex Perthshire, Trans.-Roy. Soc. Edinburgh, 1958, v. 63, 143.
- Ribbe P. H. An X-ray and optical investigation of the peristerite plagioclase. — Amer. Miner., 1960, № 45, p. 626—644.
- Ribbe P. H., Megaw H. D., Taylor W. H. The albite structure. — Acta crystallogr., 1969, v. 25, № 8, p. 1503—1518.
- Segnit R. E., Kennedy G. C. Reactions and melting relations in the system muscovite-quartz at high pressures. — Amer. J. Sci., 1961, v. 25, № 4, p. 280—287.
- Slemmons D. B. Observation on order-disorder relation of natural plagioclases. 1. A method of evaluating order-disorder. — Norsk geol. tidsskr., 1962, v. 42, № 2, p. 533—554.
- Stewart D. B., Ribbe P. H. Structural explanation for variation in cell parameters of alkali feldspar with Al/Si ordering. — Amer. J. Sci., 1969, v. 267A, p. 444—462.

- Storre B., Karotke E. Experimental data on melt-hd reactions of muscovite + quartz in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ to 20 kb water pressure. — *Contrib. Miner. Petrol.*, 1972, v. 36, № 4, p. 343—345.
- Turekiane K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, v. 72, № 2, p. 175—192.
- Varnes D. J., Analysis of plastic deformation according to Von Mises' theory with application to the South Silverton area, San Juan County, Colorado. — *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*. 1962, v. 378B, p. 1—49.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F. Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars. — *Amer. J. Sci.*, 1959, v. 257, № 9, p. 648—655.
- Weber L. Das Entmischungsverhalten der Peristerite. — *Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 1972, v. 52, p. 349—372.
- Yoder H. S. High-low quartz inversion up to 10 000 bars. — *Amer. Geoph. Union Trans.*, 1950, v. 31, p. 827—836.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Ab	— альбит	KFsp	— калиевый полевой шпат
Alm	— альмандин	Ky	— куммингтонит
Am	— амфибол	Law	— лавсолит
And	— андалузит	Lep	— лепидолит
Andr	— андрадит	Mi	— микроклин
Ap	— апатит	Mu	— мусковит
Calc	— кальцит	Ne	— нефелин
Caol	— каолин	Ol	— олигоклаз
Chl	— хлорит	Or	— ортоклаз
Chld	— хлоритовд	Pl	— плагиоклиз
Cor	— корунд	Pyr	— пироп
Cord	— кордиерит	Pyrh	— пиррофиллит
Bt	— биотит	Qu	— кварц
Dist	— дистен	RAm	— ромбический амфибол
Ep	— эпидот	Sc	— скаполит
Gl	— глаукофан	Ser	— серицит
Gr	— гранат	Sill	— силлиманит
Gross	— гроссуляр	Spd	— сподумен
Hb	— роговая обманка	Spes	— спессартин
Hu	— гиперстен	Stav	— ставролит
Jd	— жадеит		

РЕФЕРАТЫ

УДК 553.3/4

Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов в метаморфических поясах. Соколов Ю. М., Кратц К. О., Глебовицкий В. А. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 5—15.

В статье впервые произведен минерагенический анализ формаций мусковитовых и мусковитредкометалльных пегматитов, основанный на карте Метаморфических поясов СССР масштаба 1 : 5 000 000. Геолого-геохронологические исследования позволили выявить две эпохи образования мусковитовых пегматитов: средне-позднепротерозойскую (1750—2000 ± 100 млн лет) и позднепротерозойско-палеозойскую (670—500 ± 50 млн лет). Геохимическая специализация пегматитов определяется геодинамическим режимом метаморфических поясов областей моно- и полиметаморфизма, при этом промышленно важные пегматитовые провинции образуются при термодинамических условиях дистегальмандиновой субфации амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фацальной серии. Табл. — 1.

УДК 553.3/4

Металлогенические формации пегматитов восточной части Балтийского щита. Салье М. Е. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 15—36.

На основе Карты метаморфических поясов восточной части Балтийского щита, классификации пегматитов, учитывающей специфику их локализации в различных зонах регионального метаморфизма, исследований особенностей состава самих пегматитов и слагающих их минералов, составлена Карта металлогенической специализации пегматитов Карело-Кольского региона. Допускается возможность одновременного возникновения в пегматитах мусковит-редкометалльной формации мусковитовой и редкометалльной минерализации. Автор рассматривает пегматиты трех формаций — мусковитовой, мусковит-редкометалльной и редкометалльной в качестве единого эволюционного ряда развития, считая, что межформационные различия пегматитов определяются различиями *P* и *pH* среды, внутриформационные — литологическими и ультраметаморфическими особенностями вмещающих пород. Температуры образования пегматитов разных формаций близки между собой, изменяясь при формировании последовательных зон. Рис. — 8.

УДК 553.3/4

Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения. Добрецов Н. Л. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 36—50.

Рассматриваются положение пара-, рео- и ортометаморфических месторождений метаморфогенных полезных ископаемых в реально существующих формациях метаморфических горных пород и предлагается их классификация. Табл. — 4.

УДК 553.3/4

Пространственно-временные закономерности формирования гранитных пегматитов. Никаноров А. С. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 50—55.

Гранитные пегматиты представляют единый эволюционный ряд: дифференциация в процессе формирования отдельного пегматитового тела отражает закономерности эволюции всего сообщества гранитных пегматитов. Развитие пегматитов от архаичного к кайнозойскому одновременно фиксирует смещение уровня их локализации из глубинных зон к приповерхностным. В этом же направлении изменяется их геохимическая специализация. Возникновение пегматитов различных формаций и субформаций является следствием взаимодействия изменяющихся во времени параметров среды и составов пегматитообразующих расплавов. Эволюция гранитных пегматитов может рассматриваться как отображение эволюции земной коры. Табл. — 2.

УДК 553.3/4

Современное состояние проблемы генезиса мусковитовых пегматитов. Петров В. П. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 56—62.

Основываясь на новейших экспериментальных данных, автор приходит к предположению, что пегматитовые жилы образуются за счет обычной гранитной магмы в полном соответствии с представлениями А. Е. Ферсмана. При этом образование зональности пегматитовых жил может быть объяснено в свете современных данных о соотношениях воды и силиката как процессе застывания изолированной порции магмы при сохранении в ней всей содержавшейся первоначально порции летучих веществ. Характер минералообразования в жиле очень четко зависит от условий изофацальности кристаллизации пегматита и метаморфизма пегматитовмещающих комплексов пород. Слюдоносность пегматитов определяется *P-T* условиями, господствующими в процессе кристаллизации главной массы вещества жилы, а наибольшее обогащение жил мусковитом имеет место в условиях амфиболитовой фации глубинности. Рис. — 5.

УДК 553.3/4

Основные особенности генезиса пегматитов. Родионов Г. Г. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 63—72.

Основываясь на новейших экспериментальных данных и наблюдениях над природными парагенезисами пегматитов, автор приходит к выводу, подтверждающему основные идеи А. Е. Ферсмана, согласно которым пегматитообразование — длительный эволюционный процесс кристаллизации особой магмы, отличной по составу от гранитного исходного расплава. Решающую роль в образовании крупнозернистых разновидностей пегматитов играют щелочи. Рис. — 2, Табл. — 2.

УДК 553.3/4

Режим летучих при метаморфизме — главная причина образования мусковитовых пегматитов. Макагон В. М., Макрыгина В. А., Петров Б. В. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 72—76.

Фациальные серии дистен-силлиманитового типа (Д) по сравнению с сериями андалузит-силлиманитового типа характеризуются резким повышением $P_{\text{пл}}$ и особенно P_{CO_2} в амфиболитовой фации метаморфизма. Именно это является причиной проявления в серии Д специфического типа гранитизации — пегматитизации. Анатектические расплавы серии Д насыщены H_2O и CO_2 . При снижении $P_{\text{общ}}$ в начале регрессивного этапа высокое P_{CO_2} приводит к отделению огромных количеств растворов, под действием которых происходит гидролиз полевых шпатов в пегматитах с образованием промышленного мусковита.

УДК 553.3/4

Связь мусковитовых пегматитов с гранитоидами. Бушев А. Г. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 77—81.

Гранитоиды, продуцирующие мусковитовые пегматиты, относятся к пегматитосным гранитоидам, которые характеризуются лейкократовым составом и повышенным содержанием кремнезема и щелочей по сравнению с нормальными гранитоидами. По минеральному составу мусковитосные гранитоиды отвечают плагиогранитам, гранодиоритам и гранитам. По сравнению с пегматитосными гранитоидами других формаций — редкометалльными, редкоземельными и хрусталеносными — они являются наиболее глубинными и низкотемпературными, что обуславливает низкое содержание в них кремнезема, окислов щелочей и высокое — глинозема и окиси кальция. Состав флюидоносных гранитоидов обуславливает состав и тип ослюденения пегматитов. Рис. — 2, табл. — 2.

УДК 553.3/4

Типоморфные особенности минералов пегматитов разных формаций. Родионов Г. Г., Бушев А. Г., Калугин Е. Н. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 81—84.

Пегматиты разных формаций кристаллизуются в различных P - T условиях. Это обуславливает их химический и минеральный составы и промышленную минерализацию. Мусковитовые пегматиты кристаллизуются при более низких температурах и более высоких давлениях по сравнению с редкометалльными и хрусталеносными. Магматическая стадия кристаллизации пегматитов характеризуется избыточным давлением по отношению к литостатическому, а пневмато-гидротермальная — близким к литостатическому. Магматическая стадия кристаллизации мусковитосных пегматитов происходит при низких температурах, а пневмато-гидротермальная — наоборот, при более высоких по отношению к другим типам пегматитов. Табл. — 2.

УДК 553.3/4

Физико-химические условия образования мусковита в мусковитовых пегматитах Северной Карелии. Пономарева Н. И., Гордиенко В. В. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 84—89.

На основе изучения газовой-жидких включений в минералах кварц-мусковитового агрегата и термодинамических расчетов минеральных равновесий в мусковитовых пегматитах Северной Карелии оценены температура, активность главных ионов, режим кислотности-щелочности процесса образования мусковита. Наиболее благоприятными для образования мусковита являются условия с участием H_2O в жидкой фазе и температурой ниже критической точки воды. Рис. — 1, Табл. — 3.

УДК 553.3/4

О генезисе мусковита в гранитоидных пегматитах Кочкарского района Южного Урала. Таланцев А. С. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 89—92.

Изученные пегматиты необычны тем, что в них совмещены признаки мусковитового, редкометалльного и хрусталеносного типов гранитных пегматитов. Мусковит представлен в них пятью последовательными генерациями. По данным термобарометрии, условия их образования были следующими: 1) ленточный мусковит в эндоконтактовых оторочках 640—620° С, 2,9—2,5 кбар; 2) мусковит ельчатых кварцмусковитовых агрегатов в графических и апографических зонах 620—550° С, 2,5—1,7 кбар; 3) крупнопластинчатый мусковит в апографических и блоковых зонах 560—520° С, 1,8—1,2 кбар; 4) мусковит из зон друзовых полостей и шлейфов метасоматоза под полостями или ядрами 330—210° С, 0,9—0,4 кбар. Табл. — 1.

УДК 553.3/4

Проблема магматического мусковита в пегматитах. Хлестов В. В. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 92—97.

В работе аргументируется предположение о магматической кристаллизации мусковита в мусковитовых пегматитах. Делается вывод, что вероятнее образования промышленно наиболее ценных крупночешуйчатых кристаллов растет с повышением давления при метаморфизме вмещающей толщи. В связи с этим предлагаются критерии для более детальных оценок давления. Рис. — 3, табл. — 1.

УДК 553.3/4

Геохимическая модель процессов формирования мусковитовых пегматитов. Шмакин Б. М. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 98—107.

Геохимическая специализация мусковитовых пегматитов определяется геологическими факторами и процессами разделения редких элементов на стадиях первичного минералообразования и постмагматического изменения пегматитов. Геохимическая специфика мусковитовых пегматитов (обогащение Ва, Sr, Rb) создается на магматическом этапе их формирования, в то время как на постмагма-

тическом этапе происходит постепенное сглаживание этих геохимических особенностей. Со вторым этапом связано образование мусковита, а вынесенные за пределы пегматитовых тел специфические элементы создают ореолы рассеяния, являющиеся поисковыми признаками мусковитизированных пегматитов. Табл. — 4.

УДК 553.3/4

Геохимия процессов пегматитообразования и мусковитообразования. Гордиенко В. В. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 107—117.

На основе статистического анализа геохимии петрогенных элементов в пегматитах мусковитовой и редкометалльной формаций показано, что образование крупнокристаллического мусковита определяется степенью внутренней дифференциации вещества в жильных полостях (перекристаллизация в закрытой системе). Ведущим физико-химическим фактором мусковитообразования является высокая водонасыщенность пегматитообразующей среды. Косвенным признаком степени дифференциации и водонасыщенности пегматитовой системы могут служить особенности распределения малых элементов в породообразующих минералах пегматитов. Рис. — 3, табл. — 2.

УДК 553.3/4

Об использовании карт декрептометрических аномалий при поисках мусковитовых пегматитов (Мамский район). Карский Б. Е., Зорин Б. И., Девятков В. Е. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 117—120.

Излагается краткая методика поисков промышленно мусковитовых пегматитов декрептометрическими методами исследования. На детально опробованной площади были прогнозированы конкретные участки для буровых и поисково-разведочных работ. Данные прогноза подтвердились горными работами. Рис. — 2.

УДК 553.3/4

Распределение редкоземельных элементов в апатитах и гранатах из пегматитов Карело-Кольского региона. Юргина Е. К., Салье М. Е., Минеев Д. А. В сб.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 120—135.

Расшифровки состава р. з. э. в 40 образцах апатита и 50 образцах граната из пегматитов различных формаций и типов пегматитовых жил Карело-Кольского региона свидетельствуют об уменьшении содержания р. з. э. и иттрия в этих минералах к мусковитовой и редкометалльной формациям. Аналогичная закономерность установлена для ранних и поздних генераций апатита и граната. Церовыми р. з. э. обогащаются минералы из жил и ассоциаций богатых калием. Рис. — 6, табл. — 2.

УДК 553.3/4

Акцессорные радиоактивные и редкоземельные минералы как показатель геохимической специализации мусковитовых и керамических пегматитов (Карело-Кольский регион). Леонова В. А. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 135—141.

На основании данных об особенностях распределения акцессорных радиоактивных и редкоземельных минералов в пегматитах Чупинского и Енского полей Беломорской пегматитовой провинции выделены монацит-уранитовая (мусковит-керамический и керамический типы жил) и ксенотим-карбуроновая (мусковитовый тип) группы. Установлено относительное обогащение ортита, монацита, ксенотима из пегматитов монацит-уранитовой группы цериевыми лантаноидами, а из пегматитов ксенотим-карбуроновой группы — иттрием и иттриевыми лантаноидами. Отмечается «цериевая» специфика чупинских пегматитов и «иттриевая» — енских пегматитов. Табл. — 1.

УДК 549.651.2

Состав и структурное состояние кислых плагиоклазов как показатели мусковитовосности пегматитов. Сметанникова О. Г., Гордиенко В. В. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 141—144.

На основании статистического изучения основы и структурного состояния кислых плагиоклазов пегматитов Чупино-Лоухского района показана возможность использования этих характеристик для оценки слюдонасыщения пегматитовых жил. Предложена диаграмма в координатах основность плагиоклаза — индекс упорядоченности, позволяющая проводить такую оценку. Обе названные константы являются косвенным показателем степени дифференцированности и концентрации летучих в минералообразующей среде, которая в конечном итоге и определяет возможность кристаллизации мусковита в пегматитовых жилах. Рис. — 2, табл. — 1.

УДК 553.3/4

Структурные основания к прогнозу месторождений пегматитов в северо-западном Беломорье. Горлов Н. В. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 146—153.

Беломорская пегматитовая провинция размещена в пределах раннедокембрийской «протогеосинклинали», окаймляющей с северо-востока относительно стабильную Карельскую геоструктурную область. Специфической особенностью Беломорского подвижного пояса является поперечно-перекрестный характер среднемащтабной складчатой структуры. Главные пегматитовые районы провинции пространственно совмещены с областями наиболее интенсивного проявления этой складчатости. Пегматитовые кусты размещены в перекрестной складчатости избирательно. Жильные тела используют внутриформационную трещиноватость. Зависимость размещения кустов пегматитовых жил от построения перекрестной складчатости позволяет обоснованно подойти к вопросам прогнозирования месторождений пегматита. Рис. — 5.

УДК 553.3/4

Структуры и пегматитоносность Северной Карелии. Чуйкина Е. П. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 153—159.

В статье излагаются новые представления о формировании в беломорском комплексе пород региональных блоковых структур, наложенных структур поднятия II и III порядка и обрамляющих тектонических зон. Устанавливается приуроченность промышленных кустов пегматитовых жил к поперечным наложенным антиклинальным складкам, образованным в процессе развития тектонических зон. Строение тектонических зон специфично. Они включают магматические и палингенные породы, различные мигматиты и преобразованные среднеэристые гнейсы амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций. Развитие этого комплекса пород является неотъемлемой частью процесса образования пегматитов. Рис. — 1.

УДК 553.667

Структуры, контролирующие размещение пегматитов в северо-восточной части Енского района. Проскурина В. П. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 159—162.

Формирование структуры Енского слюдоносного района происходило в два крупных этапа. В первый этап образовались складчатые структуры и северо-западные и северо-восточные разрывы, сопроваждавшиеся внедрением интрузий основного и ультраосновного состава. Во второй этап возникли блоковые структуры и нарушения, выполненные гранитными породами. Образование структур в каждом этапе происходило в три стадии и носило прерывистый характер. Складчатые и разрывные структуры находились в тесной взаимосвязи на первом этапе их формирования, дальнейшее образование структур характеризуется хрупкими деформациями.

Для размещения месторождений пегматитов наиболее благоприятными являются приразломные блоковые структуры, расположенные в улах сочленений долгоживущих разломов.

В северо-восточной части Енского района основным каналом, поставившим пегматитообразующий материал, являлся разлом Кюме. Рис. — 2, табл. — 1.

УДК 553.3/4

Мусковитоносность пегматитовых жил Чупинского района в зависимости от их пространственной ориентировки. Алексеев Б. Я., Голованова Л. С. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 163—165.

Распространенность и слюдоносность пегматитовых жил различных простираний на главнейших месторождениях мусковита Карелии зависит от особенностей складчатой структуры этих месторождений. Наиболее ценные в промышленном отношении жилы простираются в определенных для каждого месторождения румбах, число которых ограничено. Это дает возможность рационально и обоснованно выбирать ориентировку разведочной сети. Рис. — 1, табл. — 1.

УДК 553.3/4

О метаморфическом факторе формирования мусковитовых пегматитов (район центральной части Западного Беломорья). Володичев О. И., Шинцов В. В. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 165—168.

Для образования мусковитовых пегматитов благоприятны условия метаморфизма фации дистен-мусковитовых гнейсов (эпидот-амфиболитовая фация высоких давлений), особенно характерные для заключительного этапа развития беломорид, когда формировались складки и зоны разгнейсования субмеридионального направления. К зонам проявления метаморфизма амфиболитовой фации умеренных давлений приурочены пегматиты мусковит-редкометальной формации. Рис. — 1, табл. — 1.

УДК 553.3/4

Структурно-метаморфическая эволюция пород мамской кристаллической полосы в связи с их мусковитоносностью. Нелов А. Н. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 168—174.

Выделены четыре деформационно-метаморфических цикла, с каждым из которых связано несколько генераций складчатых структур, а с тремя первыми — региональный метаморфизм. Структуры мамского комплекса сформировались в течение второго цикла и испытали существенные деформации и перекристаллизацию в третьем деформационно-метаморфическом цикле. Становление гранит-пегматитов и мусковитовых пегматитов Мамско-Чуйского района имело место одновременно с главной фазой деформаций и метаморфизма третьего цикла, которые в породах мамского комплекса сопровождались наложенным метаморфизмом биотит-ставролит-мусковит-кианитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов. В более поздних обрамленных гнейсовых куполовидных инфраструктурах третьего цикла мусковитовые пегматиты сильно деформированы и рассланцованы. Приводится схема структурно-метаморфической эволюции рассматриваемого региона. Рис. — 1.

УДК 553.064

Условия образования и закономерности размещения мусковитовых объектов Северо-Байкальской мусковитовой провинции и некоторые общие вопросы становления пегматитов. Руденко С. А., Романов В. А., Мораховский В. Н., Тарасов Е. В., Галкин Г. А., Доронин В. К. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 174—182.

Обсуждается степень влияния различных геологических факторов на генезис и размещение мусковитоносных пегматитов. Обосновывается первостепенное значение тектонического фактора. Показано различие тектонического режима на разных стадиях образования пегматитовых тел. Выделены геолого-промышленные типы гранитных пегматитов. Табл. — 2.

УДК 553.3/4

Условия формирования пегматитов в Мамском мусковитовом районе. Чесноков В. Н. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 182—191.

Образование мамских пегматитов — длительный процесс, синхронный главным этапам складчатости и региональному высокотемпературному метаморфизму амфиболитовой фации. В начальные стадии метаморфизма в условиях линейной северо-восточной складчатости и высокой активности кальция и натрия в сквозьмагматических растворах образовались тела плагиоклазовых метапегматитов как производных метаморфической дифференциации и сегрегации плагиогнейсов и сланцев. В этап поперечной наложенной складчатости и возрастания в растворах активности калия первичные плагиопегматиты подверглись метасоматическому замещению и частичному плавлению с образованием калишпатовых метаммагматических (анатектических) пегматитов. Анатектический пегматитовый расплав фракционно кристаллизуется или на месте своего образования (внутри тел метапегматитов — неперемещенные пегматиты), или перемещается на небольшие расстояния в боковые породы (перемещенные пегматиты). Табл. — 1.

УДК 553.3/4

Закономерности размещения пегматитов в Северо-Байкальской мусковитовой провинции. Тарасов Е. В., Галкин Г. А., Дорохин В. К. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 191—197.

Показана роль Олонгринской зоны глубокого заложения как основной рудоконтролирующей структуры. Мусковитовые месторождения, приуроченные к этой зоне, располагаются через 25 км (северо-восточный структурный блок) и через 12—13 км (юго-западный блок). На примере месторождений показано расположение через равные расстояния как мусковитовых «узлов», так и отдельных мусковитовых жил. «Шаг» повторений зависит от характера рисунка складчатости, физико-механических свойств пород и т. п. Применение принципа равных расстояний имеет большое прикладное значение при поисках и разведке мусковитовых объектов. Рис. — 5.

УДК 553.3/4

Вертикальная метасоматическая зональность Северо-Байкальской мусковитовой провинции и ее геолого-петрологические признаки. Васильева В. П. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 197—200.

Вертикальная метасоматическая зональность определена на основе изучения метасоматоза в пегматитах и геологических признаков различного уровня эрозии. Выделены пять пегматитовых зон, которые отражают эволюцию постмагматического метасоматоза. Пегматиты наиболее глубокой зоны распространены на юго-западе. Пегматиты верхних зон вскрыты на северо-востоке. Именно здесь предполагается наличие значительных промышленных скопления мусковитовых пегматитов на глубине.

УДК 553.3/4

Первичная зональность мусковитовых пегматитов. Фирсанов С. К. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 201—206.

Первичная структурно-минеральная зональность сформировалась на ранних стадиях пегматитообразования. Наиболее отчетливо она проявлена в гигантомигматитах, где нередко последовательно отражает процесс метасоматического замещения метаморфических пород и образования пегматитов. В секущих телах она является следствием частичного или полного переплавления перемычек и карнизов метаморфических пород анатектическим мобилизатором. Пространственно она наследует слоистость вмещающих пород и обуславливает первичную анизотропию пегматитовых тел. Последняя же существенно влияет на интенсивность и направленность мусковитообразующих процессов. Это приводит к образованию сложных текстурных узоров мусковитовых зон. Рис. — 3.

УДК 549 : 552.322.2

К вопросу о метаморфогенном образовании мамских пегматитов. Другов Г. М., Карпов И. К. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 206—209.

Рассмотрены некоторые геологические особенности мамских пегматитов, которые должны учитываться любой генетической гипотезой. Пространственная разобщенность плагиоклазовых и плагио-клаз-микроклиновых пегматитов объясняется различными условиями кислотности-щелочности среды минералообразования в зависимости от исходного состава вмещающих пород и степени их метаморфизма. Распределение отдельных стадий минералообразования пегматитов подчинено фациям метаморфизма. Концепция метаморфогенного происхождения мамских пегматитов, по мнению авторов, наиболее полно и в то же время просто объясняет их формирование. Табл. — 1.

УДК 553.3/4

Мигматитовые купола и связь с ними гранитизации и пегматитизации (Северо-Байкальское нагорье). Шаров В. Н. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 209—213.

Рассматриваемые купола представляют тектонические структуры, характеризующие апикаль гигантомигматитовой залежи в зоне Абчадского глубинного разлома. Ядра структур сложены полимигматитами и мигматитами, а сводовые части — пегматитизированными гранитными гигантомигматитами. Те и другие образуются под воздействием натриевых растворов. Последние, отжимаясь из мигматитовых куполов через основание в дренирующие структуры, фиксируются в виде сравнительно бедных SiO₂ пород — гранито-гнейсов гранодиоритового — сиенитового состава. В результате возникающей при этом десилификации образуются области высокотемпературного выщелачивания, расположенные за пределами мигматитовых куполов. Натриевыми растворами из этих областей выносятся Si и K, которые, достигая гигантомигматитовых залежей гранитов в опрокинутых апикалях куполов, приводят к пегматитизации последних.

В завершающую стадию формирования мигматитовых куполов наблюдается общая инверсия Na на K. В результате позднего Si-K метасоматоза в глубоких сечениях геосинклинальной призмы (основания куполов и дренирующие структуры) кристаллизуются микроклиновые гранито-гнейсы, а на меньшей глубине широко развивается гидролиз полевых шпатов и слюдообразование в пегматитизированных гиганто-мигматитах. Рис. — 3.

УДК 553.3/4

Филогенез мусковитовых месторождений Урала. Мельников Е. П., Кейльман Г. А., Соколов Ю. М., Мельникова Н. И. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Из-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 214—218.

Парагенетический анализ метаморфических комплексов Урала позволил в эволюционной последовательности рассмотреть историю их формирования и установить изофациальные с процессами регионального метаморфизма минерагенетические формации полезных ископаемых — мусковитовые пегматиты и альбит-микроклин-мусковитовые метасоматиты.

УДК 553.3/4

Мусковитовые пегматиты Мугоджар. Костик И. Е., Миловский А. В., Федоров В. И. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 218—222.

Первые для Мугоджар приводится характеристика различных типов гранитных пегматитов и высказываются соображения о их генезисе. Сделан вывод об образовании слюдоносных и керамических пегматитов в процессе ультраметаморфизма и гранитизации пород южномугоджарской серии. На основании определения возраста K—Ar методом устанавливается, что этапы образования пегматитов соответствуют этапам тектоно-магматической активности Мугоджар. Рис. — 3, табл. — 2.

УДК 553.3/4

Пегматиты зональных метаморфических комплексов Горного Алтая. Мельгунов С. В., Митропольский А. С., Кулик Н. А., Ковалев В. П., Соколов Ю. М. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 223—226.

Приводится характеристика пегматитов-мигматитов, сегрегационных и постпалинггенных пегматитов Горного Алтая, возникших в процессе формирования зональных метаморфических комплексов. Мусковитовая минерализация постпалинггенных пегматитов связывается с их поздними низкотемпературными преобразованиями.

УДК 553.3/4

Зональность Бирюсинского пегматитового поля в связи с процессами регионального метаморфизма. Федоров В. И., Сизых А. И. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 227—233.

Рассматривается зональность Бирюсинского пегматитового поля по составу полевых шпатов, слюд, акцессориям и структурным особенностям пегматитов в связи с метаморфической зональностью вмещающих пород и структурой района. Делается вывод, что все пегматиты района независимо от состава и структуры генетически связаны с процессом регионального метаморфизма амфиболитовой фации. Выделяется три основных генетических типа пегматитов, синхронных определенным этапам развития структуры района. Рис. — 4.

УДК 553.3/4

Мусковитовые и мусковит-редкометалльные пегматиты Таймыра. Захаров Ю. И. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 233—241.

Характер пегматитообразования в докембрии Таймыра находится в зависимости от времени и места проявления регионального метаморфизма и его типа (режима глубинности). Характеризуются два генетических типа пегматитов: 1) доверхнепротерозойские метаморфогенные пегматиты, существенно плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые керамической и мусковитовой формаций, 2) позднепротерозойские магматогенные (гранитные) пегматиты, плагиоклаз-микроклиновые и существенно микроклиновые мусковит-редкометалльной формации. Исходя из геолого-структурного положения, элементов внутреннего строения, состава и минералогии, геохимических особенностей, химизма гранатов и слюд, сделан вывод о том, что пегматиты первого типа сформировались при региональном метаморфизме дистен-силлиманитового типа в наиболее высокотемпературных субфациях амфиболитовой фации, тогда как пегматиты второго типа — в условиях невысоких давлений, соответствующих андалузит-силлиманитовому типу метаморфизма.

УДК 553.3/4

Мусковитовые пегматиты Олекминской и Джугджуро-Становой складчатых областей. Нелов А. Н., Кудрявцев В. А., Харитонов А. Л. В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 242—249.

В статье рассматриваются закономерности размещения пегматитовых полей в Олекминской и Джугджуро-Становой складчатых областях. Выделяется три главных эпохи метаморфогенного минералообразования ранне-, позднерехейская и раннепротерозойская, каждая из которых на рассматриваемом уровне характеризуется различными P-T условиями регионального метаморфизма и соответственно с каждой из которых связано становление редкоземельных, мусковитовых и редкометалльных формаций пегматитов.

Предисловие	3
-----------------------	---

І. ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЯ

Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов в метаморфических поясах (Ю. М. Соколов, К. О. Кратц, В. А. Глебовицкий)	5
Металлогенические формации пегматитов восточной части Балтийского щита (М. Е. Салье)	15
Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения (Н. Л. Добрецов)	36
Пространственно-временные закономерности формирования гранитных пегматитов (А. С. Никаноров)	50
Современное состояние проблемы генезиса мусковитовых пегматитов (В. П. Петров)	56

ІІ. ГЕНЕЗИС МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Основные особенности генезиса пегматитов (Г. Г. Родионов)	63
Режим летучих при метаморфизме — главная причина образования мусковитовых пегматитов (В. М. Макагон, В. А. Макрыгина, В. В. Петров)	72
Связь мусковитовых пегматитов с гранитоидами (А. Г. Бушев)	77
Типоморфные особенности минералов пегматитов разных формаций (Г. Г. Родионов, А. Г. Бушев, Е. Н. Калугин)	81
Физико-химические условия образования мусковита в мусковитовых пегматитах Северной Карелии (Н. И. Пономарева, В. В. Гордиенко)	84
О генезисе мусковита в гранитоидных пегматитах Кочкарского района Южного Урала (А. С. Таланцев)	89
Проблема магматического мусковита в пегматитах (В. В. Хлестов)	92

ІІІ. ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Геохимическая модель процессов формирования мусковитовых пегматитов (Б. М. Шмакин)	98
Геохимия процессов пегматитообразования и мусковитообразования (В. В. Гордиенко)	107
Об использовании карт декрептометрических аномалий при поисках мусковитовых пегматитов (Мамский район) (Б. Е. Карский, Б. И. Зорин, В. Е. Девятков)	117
Распределение редкоземельных элементов в апатитах и гранатах из пегматитов Карело-Кольского региона (Е. К. Юргина, М. Е. Салье, Д. А. Минеев)	120
Акцессорные радиоактивные и редкоземельные минералы как показатель геохимической специализации мусковитовых и керамических пегматитов (Карело-Кольский регион) (В. А. Леонова)	135
Состав и структурное состояние кислых плагиоклазов как показатели мусковитовосности пегматитов (О. Г. Сметанникова, В. В. Гордиенко)	141

IV. ГЕОЛОГИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ
ОСНОВНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ РЕГИОНОВ СССР

Стр.

Структурные основания к прогнозу месторождений пегматитов в северо-западном Беломорье (Н. В. Горлов)	146
Структуры и пегматитовосность Северной Карелии (Е. П. Чуйкина)	153
Структуры, контролирующие размещение пегматитов в северо-восточной части Ениского района (В. П. Проскурнина)	159
Мусковитовосность пегматитовых жил Чупинского района в зависимости от их пространственной ориентировки (Б. Я. Алексеев, Л. С. Голованова)	163
О метаморфическом факторе формирования мусковитовых пегматитов (район центральной части Западного Беломорья) (О. И. Володичев, В. В. Щипцов)	165
Структурно-метаморфическая эволюция пород мамской кристаллической полосы в связи с их мусковитовосностью (А. Н. Неелов)	168
Условия образования и закономерности размещения мусковитовых объектов Северо-Байкальской мусковитовой провинции и некоторые общие вопросы становления пегматитов (С. А. Руденко, В. А. Романов, В. Н. Мораловский, Е. В. Тарасов, Г. А. Галкин, В. К. Дорохин)	174
Условия формирования пегматитов в Мамском мусковитовом районе (В. Н. Чесноков)	182
Закономерности размещения пегматитов в Северо-Байкальской мусковитовой провинции (Е. В. Тарасов, Г. А. Галкин, В. К. Дорохин)	191
Вертикальная метасоматическая зональность Северо-Байкальской мусковитовой провинции и ее геолого-петрологические признаки (В. П. Васильева)	197
Первичная зональность мусковитовых пегматитов (С. К. Фирсанов)	201
К вопросу о метаморфогенном образовании мамских пегматитов (Г. М. Другов, И. К. Карпов)	206
Мигматитовые купола и связь с ними гранитизации и пегматитизации (Северо-Байкальское нагорье) (В. Н. Шаров)	209
Филогенез мусковитовых месторождений Урала (Е. П. Мельников, Г. А. Кейльман, Ю. М. Соколов, Н. И. Мельникова)	214
Мусковитовые пегматиты Мугоджар (И. Е. Костик, А. В. Миловский, В. И. Федоров)	218
Пегматиты зональных метаморфических комплексов Горного Алтая (С. В. Мельгунов, А. С. Митропольский, Н. А. Кулик, В. П. Ковалев, Ю. М. Соколов)	223
Зональность Бирюсинского пегматитового поля в связи с процессами регионального метаморфизма (В. И. Федоров, А. И. Сизых)	227
Мусковитовые и мусковит-редкометалльные пегматиты Таймыра (Ю. И. Захаров)	233
Мусковитовые пегматиты Олекминской и Джугджуро-Становой складчатых областей (А. Н. Неелов, В. А. Кудрявцев, А. Л. Харитонов)	242
Решение Всесоюзной теоретической конференции «Геология и генезис мусковитовых пегматитов»	250
Л и т е р а т у р а	254
П р и н я т ы е с о к р а щ е н и я	270
Р е ф е р а т ы	271

МУСКОВИТОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ СССР

Утверждено к печати

*Научным советом по рудообразованию при отделении
геологии, геофизики и геохимии АН СССР*

Редактор издательства Н. П. Скорынина
Художник М. И. Разулевич
Технический редактор О. А. Мокеева
Корректоры А. А. Гинзбург и Л. Б. Жуко-
борская

Сдано в набор 2/I 1975 г. Подписано к печати 23/IV
1975 г. Формат бумаги $70 \times 108^{1/8}$. Бумага № 2. Печ.
л. $17\frac{1}{2} + 4$ вкл. + 1 вкладка ($2^{3/8}$ печ. л.) = 27.83 усл.
печ. л. Уч.-изд. л. 28. Изд. № 5824. Тип. зак. № 1615.
М-31521. Тираж 1200. Цена 3 р. 18 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука». 199034, Ленин-
град, В-34, 9 линия, д. 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

**В МАГАЗИНАХ КОНТОРЫ «АКАДЕМКНИГА»
ИМЕЮТСЯ КНИГИ:**

Геологическое строение и апатитоносность Сысннерского щелочного массива. 1969. 147 стр. 1 р. 02 к.

Иванова Т. Н. и др. Ийолит-уртиты Хибинского массива. 1970. 179 стр. 1 р. 73 к.

Карбонатные породы Кольского полуострова как минеральное сырье. 1966. 88 стр. 38 к.

Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 7. 1969. 227 стр. 2 р. 10 к.

Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. 1969. 139 стр. 1 р. 46 к.

Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. 1968. 264 стр. 2 р. 03 к.

Природное и техногенное сырье Кольского полуострова. 1972. 160 стр. 1 р. 12 к.

Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова. 1966. 132 стр. 84 к.

Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. 1973. 268 стр. 3 р. 12 к.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ ПРИСЫЛАТЬ ПО АДРЕСУ:

117464, Москва,
Мичуринский проспект, дом № 12
Магазин «Книга — почтой»
Центральной конторы «Академкнига»

197110, Ленинград,
Петрозаводская улица, дом № 7
Магазин «Книга — почтой»
Северо-Западной конторы «Академкнига»

Sp. 18к.

1381

СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА ПЕГМАТИТОНОСТИ

ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Масштаб 1 : 2 500 000

Составила М. Е. САЛБЕ

Карта составлена по материалам ИГД АН СССР, СЗТУ, ВСЕГЕИ МГ СССР, ИГ Карельского филиала АН СССР и ГИ Кольского филиала АН СССР на основе карты метаморфических поясов восточной части Балтийского щита (гл. ред. К. О. Кратц, отв. ред. В. А. Глебовицкий, 1969 г.)

1973

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

I. ФОРМАЦИИ, КЛАССЫ, ТИПЫ ПЕГМАТИТОВ

- Мусковитовая формация**
- Мусковитовая минерализация (непромышленная) в пегматитах, связанных с областями развития прогрессивного верхнеархейского – нижнепротерозойского метаморфизма Dist–Sill фациальной серии
 - Мусковитовая минерализация (непромышленная) в пегматитах, связанных с областями развития прогрессивного верхнеархейского – нижнепротерозойского метаморфизма фаций неопределенного давления
 - Мусковитовая минерализация в пегматитах, связанных с областью развития лопландских гранулитов (класс А)
 - Мусковитовая минерализация (промышленная) в пегматитах, связанных с областями развития диафорического зонального среднепротерозойского метаморфизма Dist–Sill фациальной серии: класс В–Stav субфации (Енская провинция), класс В–Dist–Alm субфация (Чульнская провинция). Типы пегматитов: а – мусковит-олигоклазовый, б – мусковит-микроклин-олигоклазовый, в – олигоклаз-микроклиновый
- Реднометальная формация**
- Реднометальная минерализация в пегматитах, связанных с областями развития прогрессивного нижнепротерозойского (Нольская провинция) и среднепротерозойского (Ладжская провинция) метаморфизма Alm–Sill фациальной серии. Типы жил: а – лепидолит-реднометальный, б – реднометально-альбитовый, в – микроклин-альбитовый, г – альбит-олигоклаз-микроклиновый
- Мусковит-реднометальная формация и последовательность процессов минерализации в пегматитах**
- Наложное развитие реднометальной минерализации (микроклин-альбитовый тип жил) в мусковитовых пегматитах, связанных с областями неопределенного проявления метаморфизма Dist–Sill и Alm–Sill фациальных серий (класс В)
 - Наложное развитие реднометальной минерализации (микроклин-альбитовый и альбит-олигоклаз-микроклиновый типы жил) в мусковитовых пегматитах, связанных с областями последовательного проявления метаморфизма фаций неопределенных давлений и Dist–Sill фациальной серии
 - Наложное развитие мусковитовой минерализации в реднометальных пегматитах, связанных с областями последовательного проявления метаморфизма Alm–Sill и Dist–Sill фациальных серий (класс Г)
 - Мусковит-реднометальные пегматиты Центрально-Нарельской зоны с неустоявшейся последовательностью минерализации и типами пегматитов
 - Наложное развитие промышленной мусковитовой минерализации (мусковит-олигоклазовый тип жил) в непромышленных мусковитовых пегматитах, связанных с областями проявления неопределенного метаморфизма Dist–Sill фациальной серии
 - Возможные области развития пегматитов и области развития пегматитов с неустоявшейся минерализацией

II. ФАЦИИ И ФАЦИАЛЬНЫЕ СЕРИИ

- Гранулитовая фация**
- Гранулитовая фация низкого давления
 - Гранулитовая фация умеренного давления
 - Гранулитовая фация повышенного давления
- Андалузит-силлиманитовая фациальная серия**
- Фация куммингтонитовых амфиболов**
- Нордирит-альмандин-ортоклазовая субфация
 - Силлиманит-альмандин-биотит-мусковитовая субфация
 - Ставролитовые субфации (нерасчлененные)
- Фация зеленых сланцев**
- Биотит-мусковитовая субфация
- Дистен-альмандиновая фациальная серия**
- Фация альмандиновых и эпидотовых амфиболов**
- Силлиманит (дистен)-альмандин-ортоклазовая, дистен-альмандин-биотит-мусковитовая субфации (нерасчлененные)
 - Ставролитовые субфации (нерасчлененные)
 - Фация эпидотовых амфиболов (нерасчлененная)
 - Дистен-альмандин-мусковитовая, ставролитовые субфации и фация эпидотовых амфиболов (нерасчлененные)
- Фация зеленых сланцев**
- Фация зеленых сланцев (нерасчлененная)
- Фации неопределенного давления**
- Гранулитовая фация
 - Фации альмандиновых и куммингтонитовых амфиболов (нерасчлененные)
 - Мусковит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев
 - Нерасчлененная фация зеленых сланцев
 - Фации натр- и метагенеза
 - Тела экзотитов

III. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПРОЦЕССОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

- Реликты раннего метаморфизма на фоне главного, относящегося к следующему циклу
- Однократное наложение метаморфизма на главный, относящийся к предшествующему циклу
- Двукратное наложение метаморфизма на главный, относящийся к предшествующему циклу

IV. ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА И ПЕГМАТИТОВ

- AR₁ Ранний архей (более 3000 млн. лет)
- AR₂ Поздний архей (3000 – 2700 млн. лет)
- PR₁ Ранний протерозой (2600 – 2200 млн. лет)
- PR₂ Средний протерозой (2200 – 1700 млн. лет)
- PR₃ Поздний протерозой (менее 1650 млн. лет)

V. ГРАНИТОИДЫ И ДРУГИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

- Гранитоиды существенно натрового ряда, одновременные (связанные) с метаморфизмом (автохтонные и паравтохтонные гранитоиды)
- Гранитоиды кали-натрового ряда, одновременные (связанные) с метаморфизмом
- Гранитоиды смешанного или неопределенного состава, одновременные (связанные) с метаморфизмом
- Гранитоиды смешанного или неопределенного состава и неопределенного возраста [позднеархейского и (или) раннеархейского], одновременные (связанные) с метаморфизмом
- Гранитоиды, синхронные с поздними стадиями метаморфического цикла
- Граниты рапакиви
- Щелочные граниты
- Нефелиновые сиениты
- Основные интрузивные породы
- Ультраосновные породы
- Интрузивные чарнокиты
- Граниты между фациями разновозрастного метаморфизма достоверные и предполагаемые
- Граниты между зонами одновозрастного метаморфизма и контуры автохтонных и паравтохтонных гранитоидов
- Граниты между провинциями пегматитов (классами) и полями развития пегматитов различных типов (в случае их несоответствия с границами между фациями и зонами метаморфизма)
- Разломы

