

# **ГЕОХИМИЯ ПЕГМАТИТОВ**

## **И МЕТОДЫ ИХ ПОИСКОВ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

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

# ГЕОХИМИЯ ПЕГМАТИТОВ И МЕТОДЫ ИХ ПОИСКОВ

Ответственный редактор  
д-р геол.-мин. наук Б. М. Шмакин

3919



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1983



Геохимия пегматитов и методы их поисков.—  
Новосибирск: Наука, 1983.

Сборник охватывает широкий круг проблем геохимии, генезиса, поисков и разведки пегматитов и отражает современный уровень знаний по этим проблемам.

Статьи первой части сборника посвящены вопросам геохимии мусковитовых, редкометалльных и камерных пегматитов. В них рассматриваются поведение широкого круга элементов в процессах формирования пегматитов различных типов, распределение редких элементов в минералах пегматитов и зависимость геохимических особенностей пегматитов разных типов от условий метаморфизма вмещающей толщи и гранитообразования. Ряд статей посвящен проблемам генезиса пегматитовых тел и полей.

В статьях второй части сборника освещены различные проблемы поисков и оценки мусковитовых, редкометалльных и камерных пегматитов.

Книга представляет интерес для исследователей, занимающихся вопросами минералогии, геохимии и генезиса пегматитов, а также специалистов, ведущих поиски и разведку пегматитов различных промышленных типов.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

д-р геол.-мин. наук *Г. С. Вахромеев*, канд. геол.-мин. наук *В. Е. Загорский*, канд. геол.-мин. наук *В. М. Макагон* (зам. отв. ред.), канд. геол.-мин. наук *В. А. Макрыгина*, канд. геол.-мин. наук *В. Е. Рябенко*, канд. геол.-мин. наук *А. А. Шиманский*, д-р геол.-мин. наук *Б. М. Шакин* (отв. ред.).

Б. М. Шмакин

НЕКОТОРЫЕ КОРЕННЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ  
ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Исследование гранитных пегматитов различной промышленной специализации (редкометалльных, мусковитовых, миароловых и др.) шло в последние два десятилетия с использованием различных методов, в том числе и геохимических. Накоплен большой материал по распределению порообразующих и малых \* элементов в минералах пегматитов и в пегматитовых телах в целом. Изучено поведение большой группы элементов в ходе эволюции процессов формирования пегматитов и их эндогенных ореолов [9, 15, 17, 18, 22, 31, 37, 38, 40, 44, 47, 50, 57]. Исследования показали, что редкометалльные пегматиты, с которыми связаны промышленные руды Li, Cs, Ta, Nb, Be, Sn, характеризуются высокими содержаниями этих элементов в порообразующих минералах пегматитовых жил: полевых шпатах и слюдах. Мусковитовые пегматиты, считавшиеся ранее лишенными какой-либо геохимической специфики, оказались концентраторами Ba, входящего на позиции К в кристаллические решетки калиевого полевых шпата и слюд. Кроме бария в этих пегматитах накапливаются по сравнению с кларковыми количествами двухвалентные Sr и Pb, также изоморфные с калием, в то время как содержания редких щелочных элементов в них резко понижены.

По геохимическим признакам четко выделяются промежуточные по промышленной ценности редкометалльно-мусковитовые пегматиты [47], называемые в литературе также бериллово-мусковитовыми [32] и слюдно-редкометалльными [42]. В некоторых случаях пегматитовые тела этого типа являются комплексными источниками как листового мусковита, так и некоторых редких элементов (часть пегматитов Индии, Бразилии). Однако в большинстве пегматитовых поясов редкометалльно-мусковитовые жилы представляют меньший промышленный интерес, чем собственно мусковитовые или собственно редкометалльные пегматитовые тела.

Пегматиты редкоземельной формации [10, 32] подразделяются по ряду признаков на два типа: уран-редкоземельный и ниобий-иттриевый [31], причем геохимические особенности двух этих типов проявляются не только в наборе и составе аксессуарных минералов, но и в содержаниях малых элементов в порообразующих минералах.

Изучение миароловых пегматитов показало, что они весьма разнообразны по средним содержаниям большинства элементов [22, 40]. Кроме пегматитов камерного типа, возникающих в процессе «вызревания» магматического остатка в пределах материнских гранитов, здесь много жил с вторичными полостями. Они образуются в процессе растворения и перекристаллизации гранитов и пегматитов разного состава, сохраняя многие геохимические особенности замещаемых пород.

\* Термин «малые элементы» включает понятия «редкие элементы», «элементы-примеси», а также «порообразующие элементы», входящие в малых количествах в состав минералов [25, 35, 48].

Огромный сравнительный материал получен по составу одноименных минералов и различных генераций минералов в пределах одного пегматитового тела. Типоморфные, в том числе типохимические, особенности минералов широко используются и для практических целей, и для суждений о происхождении и эволюции пегматитов.

Ниже будут рассмотрены лишь некоторые вопросы геохимии гранитных пегматитов, которые представляются автору особенно важными или недостаточно разработанными.

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПЕГМАТИТОВ И ЕЕ ПРИЧИНЫ

К сожалению, определение термина «геохимическая специализация» отсутствует и в обобщающих работах, где он многократно используется [1, 31, 37, 41, 47], и в статьях, где фигурирует в названии [12, 40]. И хотя в большинстве случаев исследователи понимают под геохимической специализацией одно и то же явление, границы этого термина у разных авторов не идентичны.

В отличие от терминов «металлогеническая специализация», применяемого обычно к рудоносным изверженным горным породам, и «промышленная специализация пегматитов», которым характеризуют наличие месторождений элементов или минералов хотя бы в части пегматитовых жил поля (пояса), понятие «геохимическая специализация пегматитов» означает *закономерно повышенную концентрацию тех или иных элементов в пегматитовых телах или их участках, коррелирующуюся с минеральным составом и промышленной ценностью пегматитов*. При этом понятию «пегматит», как и в других своих работах [18, 47], мы придаем петрографический смысл: это порода, а не геологическое тело.

Для редкометалльных пегматитов геохимическая специализация в принципе аналогична промышленной специализации, соответствуя понятию «геохимический тип» М. В. Кузьменко [31]. Можно назвать литиевую, фтор-литиевую, литий-цезиевую и литий-тантал-цезиевую геохимические специализации наиболее распространенных промышленных редкометалльных пегматитов. Для собственно мусковитовых пегматитов характерна бариевая геохимическая специализация, для редкометалльно-мусковитовых — бериллиевая или ниобиевая, для миароловых — борная или фторная. Правда, принятая в работе [31] 20-кратная по сравнению с кларком степень концентрации элемента как минимальная для геохимической типизации редкометалльных пегматитов оказывается слишком большой для пегматитов других формаций. Так, средние концентрации Ва в слюдоносных пегматитовых телах лишь в 3—7 раз превышают кларковые, но они очень устойчивы и характерны для мусковитовых пегматитов всех регионов мира [47, 48, 57]. Содержания F не достигают 20-кратной степени концентрации ни в миароловых, ни в редкометалльных пегматитах, поэтому и в [31] для этого элемента сделано исключение.

Геохимическая специализация пегматитов, как это следует из приведенного выше определения, характеризуется средними содержаниями элементов в жилах или составляющих их породах (зонах, участках пегматитовых тел). При этом важны содержания не только рудных, но и других элементов, встречающихся постоянно в повышенных концентрациях. Например, во всех редкометалльных пегматитах это Li и Rb, а в большинстве жил — также и Cs.

До последнего времени почти не было данных о содержаниях большинства малых элементов в мусковитовых, миароловых и редкоземельных пегматитах. С их появлением [12, 18, 22, 24, 31, 39, 47 и др.] стало ясно, что и в тех случаях, когда пегматиты не имеют промышленной рудной спе-

специализации (редкоземельная формация) или содержат неметаллическое сырье (слодоносные и хрусталоносные пегматиты), их геохимическая специализация выражена достаточно определенно.

Каковы причины различной геохимической специализации гранитных пегматитов? А priori можно назвать по крайней мере пять причин: 1) термодинамическая обстановка в период образования пород, 2) специализация гранитов, с которыми генетически связаны пегматиты, 3) степень дифференциации (фракционирования) магматического остатка, 4) степень изменения пегматитов наложенными процессами, 5) состав вмещающих пегматиты пород.

Один из главных термодинамических факторов — давление, поскольку температурные интервалы формирования гранитных пегматитов весьма близки. Именно давление определяет закономерные геохимические различия пегматитов, образовавшихся в условиях разной глубинности формирования [10, 45].

Наиболее четко связь между давлением при образовании и геохимической специализацией пегматитов выражена для формационного ряда мусковитовые пегматиты — редкометалльно-мусковитовые пегматиты — редкометалльные пегматиты. В некоторых пегматитовых поясах члены этого ряда залегают совместно. Геологические данные и особенно степень метаморфизма вмещающих пегматиты пород свидетельствуют о различной глубинности их формирования. (Иной характер имеют различия в пределах пегматитовых полей, где пегматиты разного состава образуются на примерно одинаковой глубине, но в условиях градиента температуры.) Мусковитовые пегматиты — наиболее глубинные, т. е. образовавшиеся при максимальных давлениях, редкометалльные формируются в условиях минимальных (для этого ряда) давлений, а редкометалльно-мусковитовые занимают промежуточное положение.

Мусковитовые пегматиты всех регионов характеризуются повышенными против кларковых содержаниями Ba, Sr и Pb. Степень концентрации этих элементов по средним цифрам для типичных пегматитов Мамского района составляет: Ba — 3,4; Sr — 1,4; Pb — 2,8. В отдельных пегматитовых телах эта величина достигает соответственно 7; 3 и 4,5. Минералом-концентратором всех трех элементов является калиевый полевоый шпат, в котором эти двухвалентные элементы замещают К. В жилах, не содержащих калишпата (гидротермальные жилы кварц-мусковит-плагноклазового состава, первично метаморфические кварц-биотит-плагноклазовые тела с наложенной мусковитизацией), средние концентрации Ba, Sr и Pb могут быть даже ниже кларковых, но промышленный мусковит всегда содержит повышенные количества Ba. Концентрации Li, Rb, Cs, Be, Sn в мусковитовых пегматитах обычно ниже кларковых для гранитов и во много раз ниже кларковых содержаний для пегматитов. В редкометалльных пегматитах наблюдаются, наоборот, высокие средние концентрации Li, Rb, Cs, Tl, Nb, Ta, Sn, Be, а также Na и F, в то время как содержания Ca, Ba, Sr, Pb здесь понижены. Редкометалльно-мусковитовые пегматиты имеют промежуточную геохимическую характеристику.

Наиболее четко рост содержаний одних элементов и падение других прослеживаются при сравнении пегматитов разной специализации в одном поясе, при переходе от участков одного уровня глубинности (давления) формирования к участкам другого, как это имеет место в Северо-Байкальском пегматитовом поясе [47] или в Бихарском поясе Индии [57].

Специализация материнских гранитов как причина геохимической специализации пегматитов четко проявляется лишь для пегматитов редкометалльной формации. Она достаточно хорошо изучена во многих регионах. Из важных работ последних лет стоит отметить исследования [34] и [15] по одному из пегматитовых поясов Восточной Сибири, характеризующемуся разнообразием геохимических типов редкометалльных пегма-

титов. Убедительно показана здесь связь пегматитов с массивами второй фазы гранитного интрузивного комплекса, обогащенными Li, Rb, Cs, Be и Sn в сравнении с кларками [8, 59] и гранитами первой фазы этого же комплекса. Кроме того, во второй фазе гранитов по сравнению с первой накапливаются В, U, Th, Pb, Tl и Та.

По классификации И. В. Александрова [4], выделившего глобальные, региональные и локальные факторы распределения редких и рудных элементов в гранитоидах, в пределах пегматитовых поясов проявляется действие регионального фактора. Естественно, что специализация гранитоидов во всех случаях является необходимым, но недостаточно благоприятным фактором для концентрирования элементов [4]. Нужны особые («локальные» по [4]) условия концентрации летучих компонентов и редких металлов, которые приводят к проявлению геохимической (в том числе рудной) специализации редкометалльных гранитов и пегматитов. Одно из локальных условий — фракционирование магматического остатка. В. В. Гордиенко [12] придает ему решающее значение, но подчеркивает, что соотношение эманационного и кристаллизационного факторов фракционирования регулируется глубиной формирования (внешним давлением). Следует отметить, что механизм фракционирования и поведение элементов при кристаллизации расплавов хорошо изучены [27, 28, 35, 43, 53, 55 и др.]. Однако результаты этих исследований могут быть использованы лишь в отношении пегматитов магматического генезиса и касаются преимущественно редкометалльных пегматитов. Механизм формирования пегматитов метаморфическим путем или на послемагматическом этапе, а также поведение элементов в этих процессах изучены значительно слабее.

Такое же замечание можно сделать по поводу влияния на специализацию изменения пегматитов наложенными процессами. Минералогически эти процессы изучены В. Д. Никитиным и его учениками, но геохимические закономерности только намечены [29]. Между тем процессы изменения пегматитов на послемагматическом этапе имеют решающее значение для формирования месторождений мусковита, горного хрусталя и драгоценных камней [40, 47]. Без изучения этих процессов невозможно понять закономерности образования первичных ореолов пегматитовых тел — и слюдоносных, и редкометалльных [17, 50]. И поскольку термин «геохимическая специализация пегматитов» применяется не только к телам в целом, но и к их частям (зонам, в том числе зонам изменения), можно утверждать, что такая специализация может и возникать, и изменяться, и исчезать при процессах изменения пегматитов.

Состав вмещающих пород оказывает явное влияние на геохимическую специализацию пегматитов — и через состав материнских гранитов, и непосредственно. «Пегматиты линии скрещения» в настоящее время понимаются не так широко, как это делал А. Е. Ферсман (как известно, он включал в эту группу даже флогопитоносные кальцитовые жилы Слюдянки, например). Титанит-пироксенитовые пегматитовые тела, пегматитовые жилы с кордиеритом, дистеном, силлиманитом описаны во многих регионах. Но главный интерес представляет заимствование из вмещающих пород редких элементов. По данным В. А. Леоновой [23], в пегматитах Северной Карелии Zr, Hf, U и Th оказываются привнесенными из окружающих пород. Для редких земель подобные данные получены нами по слюдоносным и редкоземельным пегматитам Восточной Сибири [44, 47]. Интересная картина соотношения содержаний элементов-примесей во вмещающих породах и пегматитах получена Е. Д. Белянкиной и др. [5]. Наконец, Д. Стюарт [58] считает возможным образование магмы, обогащенной Li, при частичном низкотемпературном плавлении метаосадков, содержащих этот элемент.

В качестве механизма «усвоения» пегматитовыми телами элементов окружающих пород Ю. А. Долгов и его коллеги рассматривают адиабатический

тическую мобилизацию компонентов пород [3, 14]. Видимо, для камерных пегматитов в гранитах такой механизм может быть главным. Но для других типов пегматитов важны ассимиляция пород пегматитовым расплавом и перераспределение элементов на послемагматическом этапе, когда формируется главная часть первичных ореолов (и рассеяния, и поглощения). По времени формирования геохимическая специализация такого рода близка к уже упоминавшейся специализации за счет наложенного изменения пегматитовых тел.

Кроме непосредственного обмена элементами между пегматитовыми жилами и вмещающими породами последние могут оказывать и опосредованное влияние на концентрацию некоторых элементов в пегматитах. Например, при отсутствии в окружающей породе (амфиболиты) минералов-концентраторов щелочей они могут накапливаться в пегматитовом теле, в то время как в другой среде (дистеновые породы, подвергающиеся мусковитизации, или сланцы с высоким содержанием слюды) происходит вынос Rb и Cs в экзоконтакты и понижение их содержаний внутри жил — вплоть до отсутствия специализации пегматитов по этим элементам.

Какие же причины или условия геохимической специализации пегматитов являются главными, определяющими? С нашей точки зрения, главной причиной различий пегматитовых формаций является разное *давление* во время начального образования пегматитовых тел. Именно давление создает устойчивые принципиальные различия, установленные А. И. Гинзбургом и Г. Г. Родионовым [10]. Остальные факторы действуют уже в пределах формаций, усиливая, ослабляя или осложняя геохимическую специализацию. Проявление же давления как главного фактора специализации возможно лишь при выполнении условия *закрытости* системы, в результате которой давление во время кристаллизации пегматитов и вмещающих пород (а оно создается главным образом летучими компонентами) в несколько раз превышает возможное по геологическим данным литостатическое давление [19, 25, 47]. Условие закрытости системы относится не к отдельному пегматитовому телу, а к региональной совокупности их (поле или пояс), поскольку парагенезисы минералов и газовой-жидкие включения, по которым устанавливается высокое давление, характерны и для пегматитов, и для окружающих пород. Закрытость зависит от тектонических факторов, определяющих изоляцию системы от участков пониженных давлений, но допускающих связь с глубинными разломами — зонами повышенных давлений.

Сверхдавление установлено и в редкометалльных, и в редкометалльно-мусковитовых, и в мусковитовых, и в камерных миароловых пегматитах. На новом уровне подтверждается положение А. Е. Ферсмана [42] о том, что пегматиты формируются в условиях замкнутой системы, что именно в этом — специфика пегматитового процесса. Однако такой «замкнутости» не противоречат ни взаимодействие пегматитов с вмещающими породами («линия скрещения» Ферсмана), ни интенсивное преобразование пегматитов на послемагматическом этапе. И то, и другое имеет место в обстановке, создающей возможность сохранения высокого давления летучих компонентов. Без сверхдавления нет пегматитов. Только после снижения температуры (которая и является фактором, обеспечивающим давление летучих!) давление становится соответствующим литостатическому, и в самых поздних генерациях минералов газовой-жидкие включения отвечают такому давлению. Имеется множество геологических и экспериментальных данных в пользу закрытости пегматитовых систем [3, 11, 14, 19, 26, 54, 56, 58, 60]. Именно это обстоятельство позволяет считать давление главной причиной геохимической специализации гранитных пегматитов.

## ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ПЕГМАТИТОВ ВО ВРЕМЕНИ\* И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ

После открытия крупнейших полей литиеносных пегматитов в Афганистане, имеющих возраст порядка 20 млн. лет, вряд ли можно всерьез говорить о преимущественно докембрийском возрасте редкометалльных пегматитов: среди них есть крупные месторождения и докембрийского, и палеозойского, и мезозойско-кайнозойского возраста. Среди слюдоносных пегматитов мы имеем хорошие объекты и в архее, и в протерозое, и в нижнем и верхнем палеозое. Аналогичная ситуация — в редкоземельных и миароловых пегматитах. При этом какие-либо геохимические особенности пегматитов одинаковой формационной принадлежности, но образовавшихся в разное геологическое время, отсутствуют [2, 18, 31, 37, 47, 51]. В настоящее время можно считать, что возраст пегматитов как таковой не влияет на их геохимическую характеристику.

Что же касается эволюции состава самих пегматитов, то она связана с постепенным понижением температуры в системе и соответствующим снижением давления летучих компонентов, с переходом от магматических процессов к послемагматическим и с закономерным изменением кислотности — щелочности этих процессов. Как показал Д. С. Коржинский [20], это изменение имеет место во всех эндогенных системах, оно обусловлено самой природой охлаждающегося расплава и раствора.

Естественно желание исследователей получить универсальную схему эволюции щелочности для пегматитов любой формационной принадлежности или объяснять различия пегматитов, относящихся к разным формациям, разницей в количестве циклов смены щелочных растворов кислыми [13]. Но вряд ли правильно говорить в связи с этим о многократном поступлении вещества в пегматитовую камеру и открытом состоянии системы, как это делает И. В. Давиденко. В опубликованной недавно работе И. И. Матросова [27] убедительно показано отсутствие резко сменяющихся друг друга стадий в редкометалльных пегматитах и сопряженное (в результате перераспределения вещества в закрытой системе) развитие метасоматических комплексов. Разумеется, основные стадии процесса (кристаллизация, высокотемпературный метасоматоз, среднетемпературный метасоматоз) выделяются, но самостоятельных стадий микроклинизации, альбитизации, грейзенизации в этом варианте нет. Такая трактовка соответствует экспериментальным данным [41, 56, 58] о реакциях между кристаллическими фазами и остаточной жидкостью.

Главный вывод, который можно сделать на основе изучения последовательности процессов минералообразования в пегматитах, — *закономерный* характер изменения состава отдельных минералов и их парагенезисов во времени. Во всех регионах мира в пегматитах любого геологического возраста эволюция процесса принципиально одинакова для каждого формационного типа пегматитов. Такая закономерность необъяснима с позиций открытой системы, когда допускается случайное сочетание стадий процесса.

Сравнение особенностей состава отдельных генераций минералов [7, 16, 37, 46, 47] позволяет выявить типохимические элементы (по [16]), содержания и отношения которых четко определяют принадлежность пегматитов к той или иной пегматитовой формации и относительный возраст минералов в данном пегматитовом теле. Как известно, содержания большинства малых элементов в минералах достаточно резко и закономерно изменяются от генерации к генерации в связи с эволюцией температуры, уровня кислотности — щелочности и характера процессов кристаллизации,

\* Под временем в данном случае понимается время формирования и изменения пегматитовых тел, а не геологическое время.

замещения и перекристаллизации. Это, с одной стороны, дает возможность судить об эволюции пегматитового процесса во времени, а с другой — заставляет сравнивать пегматиты разных формаций только по одновременно формирующимся генерациям минералов.

Несмотря на значительное разнообразие пегматитов и наличие в каждом пегматитовом теле нескольких генераций почти каждого минерала, всегда можно найти сопоставимые разновидности минералов и их сростаний. Наиболее уверенно среди породообразующих минералов диагностируются калиевый полевой шпат, плагиоклаз и биотит эндоконтактных оторочек (начальные генерации минералов — при отсутствии явных признаков метасоматического изменения эндоконтактов), графические сростания калиевого полевого шпата с кварцем (только так называемая истинная графика!), кварц-мусковитовый замещающий комплекс по калишпату, лейстовый биотит.

В таблице приведены содержания Ва и Rb в калишпате графических сростаний и в мусковите кварц-мусковитового комплекса. Цифры этой таблицы не претендуют на значение кларковых, поскольку в каждой пегматитовой формации для нее были взяты данные только по типичным пегматитовым телам с хорошо выраженной геохимической (и промышленной) специализацией. Число изученных образцов равно: от 7—10 в редкоземельных пегматитах до 50—70 в редкометальных и мусковитовых (кроме США [48]).

Как видно из таблицы, разброс цифр от региона к региону в пределах одной группы пегматитов очень невелик. Это позволяет использовать содержания Ва, Rb и других геохимических элементов в минералах как надежные индикаторы геохимической (и промышленной) специализации пегматитов. Отсутствие существенных возрастных и региональных различий дает возможность в любых районах применять геохимические индикаторы по минералам для разбраковки пегматитов на этапе мелкомасштабных поисковых работ. Разумеется, абсолютного совпадения результатов анализа с приведенными в таблице величинами может и не быть. Но поскольку между наиболее интересными в промышленном отношении пегматитами содержания различаются на порядок и более, допустимо расхождение цифр даже в 2—3 раза.

Средние содержания Ва и Rb (вес. %) и их отношения в ранних генерациях калишпата и мусковита из типичных пегматитов с различной специализацией

Специализация пегматитов	Регион	Калишпат			Мусковит		
		Ba	Rb	Ba/Rb	Ba	Rb	Ba/Rb
Мусковитовые	Вост. Сибирь	0,7	0,03	23	0,3	0,03	10
	Балтийский щит	0,3	0,03	10	0,2	0,04	5
	Индия	0,7	0,05	14	0,2	0,04	5
	США	0,8	0,03	27	0,3	0,04	7,5
Редкометально-мусковитовые	Вост. Сибирь	0,06	0,09	0,67	0,004	0,2	0,02
	Индия	0,06	0,08	0,75	0,030	0,2	0,15
	США	0,012	0,10	0,12	0,005	0,2	0,025
Редкометальные	Вост. Сибирь	0,010	0,8	0,012	0,002	0,8	0,002
	Балтийский щит	0,003	0,6	0,005	0,001	0,5	0,002
	Индия	0,002	0,3	0,006	0,003	0,4	0,008
	США	0,003	0,2	0,015	0,001	0,5	0,002
Миароловые	Вост. Сибирь	0,002	0,3	0,007	0,002	0,25	0,008
	Украинский щит	0,001	0,1	0,010		0,2	
Редкоземельные (глибинные)	Приольхонье	0,12	0,04	3,0	0,03	0,04	0,75
	Слюдянка	0,7	0,03	25			
Редкоземельные (гипабиссальные)	Приольхонье	0,008	0,2	0,04	0,002	0,05	0,04
	Слюдянка	0,08	0,1	0,8			

Особенно резко изменяется величина отношения  $Ba/Rb$ . Предложенное К. Хейером и Дж. Адамсом [55] для изверженных горных пород как более чувствительное, чем калий-рубидиевое индикаторное отношение, оно оказалось особенно интересным при изучении пегматитов. Мы уже приводили аргументы в пользу применения барий-рубидиевого отношения для оценки специализации и глубинности образования пегматитов [49]. Как видно из таблицы, величина этого отношения дискриминирует пегматиты трех первых групп с разницей обычно в 1,5—2 порядка (!). Пегматиты остальных групп слабо отличаются от пегматитов первых трех групп; причины такого положения мы уже обсуждали. В ряде случаев оценка пегматитов может проводиться и по калий-рубидиевому отношению [30], но в применении к минералам калия эта величина вряд ли имеет смысл, так как содержание калия в них более или менее постоянно.

Ценность барий-рубидиевого отношения состоит в том, что его величина в большинстве случаев функционально связана с величиной давления при кристаллизации минерала. Основываясь на кристаллохимических закономерностях [52], мы предположили, что увеличение давления должно способствовать вхождению  $Ba$  на позиции  $K$  в кристаллической решетке [45]. Детальное изучение барий- и рубидийсодержащих калишпатов показало возможность уменьшения параметров кристаллической решетки при замещении калия барием [2]. Вхождение  $Rb$  на позиции  $K$  дает обратный эффект, в связи с чем отношение этих двух элементов особенно показательно.

От ранних генераций калиевых минералов к поздним в пегматитах любой специализации происходит сокращение содержаний  $Ba$  и рост содержаний  $Rb$ . Обычно это связывают с понижением температуры и сокращением смесимости твердых растворов ( $Ba$ ), с увеличением щелочности к концу процесса, вызывающим рост относительного количества сильных щелочей ( $Rb$ ). Но не исключено, что последовательное сокращение величины  $Ba/Rb$  может быть обусловлено и закономерным снижением давления в системе минералообразования по мере понижения температуры. Этот вопрос заслуживает дополнительного изучения с постановкой эксперимента при разных давлениях, поскольку в природных системах возможно одновременное действие нескольких факторов.

Не останавливаясь на поведении во времени многих элементов гранитных пегматитов, приведем цитату из работы А. И. Гинзбурга [9]: «По существу, геохимическая эволюция пегматитового процесса является естественным продолжением эволюции гранитных интрузивных комплексов». По мере накопления новых материалов по геохимии щелочных и редкоземельных элементов,  $Ba$  и  $Sr$ ,  $Nb$  и  $Ta$ ,  $Zr$  и  $Hf$  этот тезис получает новые и новые подтверждения. Там, где пространственная и генетическая связь пегматитов с гранитами устанавливается с высокой степенью достоверности (редкометалльные, редкометалльно-мусковитовые, часть мусковитовых и редкоземельных пегматитов), геохимическая «унаследованность» проявляется весьма четко. Она тоже является доказательством закрытости системы, в которой происходит формирование гранитов, пегматитов и вмещающих их пород. Еще раз подчеркнем, что такая закрытость не исключает активного взаимодействия пегматитов с окружающими породами, интенсивных преобразований пегматитов аутометасоматическими и наложенными метасоматическими процессами.

#### О ПРОСТРАНСТВЕННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЯХ В СОСТАВЕ ПЕГМАТИТОВ

Известны закономерности распределения элементов разных уровней: в крупных кристаллах слюд и полевых шпатов [29, 47], в пегматитовых телах, что отвечает хорошо изученной зональности пегматитов [9, 16, 22,

38, 42 и др.], в сериях пегматитовых тел и пегматитовых полей [12, 18, 28, 31, 33], в пегматитовых поясах [15, 26, 34, 54]. Каждый из уровней определяется своими факторами, а установленные закономерности распределения элементов используются в теоретических или прикладных геохимических исследованиях разного направления.

Для пегматитов в связи с гигантскими размерами кристаллов слагающих их минералов большое значение имеет представительность опробования методом отбора незначительной части кристалла или крупнокристаллической зоны пегматитового тела. Ведь результаты опробования используются для оценки промышленной специализации и продуктивности пегматитов [6, 30, 38, 49]. Специальными исследованиями было показано, что для большинства элементов, в том числе для элементов-индикаторов, характерно относительно равномерное распределение в объеме кристаллов и зон. Дисперсия концентраций, как правило, ниже, чем дисперсия аналитической ошибки по данному элементу. Логнормальное же распределение малых элементов [43] может быть обусловлено кристаллохимическими закономерностями изоморфизма этих элементов с главными элементами [53]. Поэтому скептическое отношение к результатам изучения пегматитовых проб не имеет оснований. К пегматитам можно применять тот же арсенал геохимических методов поисков и оценки, что и к любым другим рудным телам. Разумеется, это не относится к видам сырья, для которых первоочередное значение имеет качество кристаллов (слюды, пьезокварц, драгоценные камни). Для них нужны дополнительные исследования, а геохимическими методами обнаруживаются только пегматитовые тела как таковые.

Зональность пегматитовых полей и крупных серий пегматитовых жил определяется, как уже отмечалось, температурным фактором. Формируясь в примерно одинаковых условиях глубинности (давления) и из единого магматического очага, пегматитовые тела в разных точках пространства пегматитового поля кристаллизуются в разных температурных интервалах. Это может быть и более или менее одновременная кристаллизация жил при наличии градиента температуры (вокруг материнского интрузива или в соответствии с метаморфической зональностью [26]), и кристаллизация нескольких порций расплава, различающихся в связи с его эволюцией по мере охлаждения [27, 28, 31].

Обычно исследователи имеют дело с зональностью пегматитовых полей, проявляющейся в плане. Особый интерес представляет возможность изучения вертикальной зональности — благодаря альпийскому рельефу или многочисленным горизонтам выработок. В исследованных нами недавно пегматитах Гиндукуша [33] вертикальный интервал опробования составил 1250 м. В единой крутопадающей жильной серии выделяются кулисообразно расположенные олигоклаз-микроклиновые (нижние 300 м), альбитизированные микроклиновые (промежуточные 300 м) и сподуменовые (верхние 650 м) пегматитовые тела. В составе малых элементов калишпатов наиболее существенные различия обнаружены между этими тремя типами пегматитов. По восстанию жильной серии содержания Ba сокращаются на два порядка, Sr — на порядок, а концентрации Rb и Cs, наоборот, возрастают в 5—10 раз. В результате отношение Ba/Rb изменяет свою величину на три порядка (!). Разумеется, кроме температурного фактора в данном случае влияла дифференциация расплава (Rb и Cs), но главной причиной таких резких различий состава калишпата в пределах единой жильной серии была все же температура его кристаллизации. Достаточно сильно различаются, естественно, и средние составы пегматитовых тел.

Геохимическая зональность в пределах крупных пегматитовых поясов изучена пока недостаточно. Причин этому несколько. Прежде всего редки случаи, когда пегматитовые пояса, связанные, как известно, с тек-

тоническими структурами первого порядка [32], не осложнены наложенными тектоническими структурами. Трудно установить синхронность магматических процессов между пегматитовыми полями, разделенными участками, лишенными гранитов и пегматитов. Накладывает свои ограничения на изучение зональности и различный уровень эрозионного среза в разных частях пегматитового пояса. Наконец, иногда несопоставимыми оказываются результаты изучения полей одного пояса, когда они получены разными коллективами исследователей.

Исключительный интерес представляют в связи с этим геохимические данные по Северо-Байкальскому и другим поясам Восточной Сибири [15, 34, 47], по Беломорскому пегматитовому поясу в Карелии [36], по Восточно-Казахстанскому и другим немногочисленным хорошо изученным пегматитовым поясам. Они показывают, что в пределах поясов существует определенная зональность в распределении промышленных типов пегматитов и жил с той или иной геохимической специализацией. Закономерные изменения состава малых элементов обнаруживаются в составе отдельных минералов пегматитов — как породообразующих, так и акцессорных (гранат, берилл, касситерит, колумбит). Такая зональность явно обусловлена строением и историей развития каждого пегматитового пояса. Она может послужить основой для прогноза пегматитовых месторождений определенного типа, для планомерных поисково-разведочных работ.

\* \* \*

Рассмотренные вопросы не исчерпывают, разумеется, всех проблем геохимии гранитных пегматитов. За рамками статьи остались такие важные аспекты, как термодинамические параметры процессов пегматитообразования, соотношение аутометасоматических процессов и наложенного метасоматоза, характеристика первичных ореолов рассеяния и их связи с процессами минералообразования внутри пегматитовых тел, использование геохимических критериев на различных стадиях геолого-разведочных работ и т. д. Да и по затронутым вопросам из-за ограниченного объема статьи приведены далеко не все результаты.

Пегматиты продолжают приковывать внимание исследователей и как источник многих редких элементов, мусковита, кварца и самоцветов, и как своеобразная модель магматического процесса [21]. Немалую роль в решении вопросов генезиса пегматитов и их промышленной специализации играют геохимические исследования и геохимические методы поисков и разведки пегматитов. Хочется надеяться, что они принесут новые важные результаты.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александров И. В. К геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах. М.: Наука, 1980. 199 с.
2. Афонина Г. Г., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Барий- и рубидийсодержащие калиевые полевые шпаты. Новосибирск: Наука, 1978. 111 с.
3. Базаров Л. Ш., Добрецова И. А., Юсупов С. Ш. Характер распределения фтора вокруг камерного пегматита в гранитах. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 5, с. 1136—1138.
4. Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
5. Белякина Е. Д., Корина Е. А., Кортман Р. В., Мартынова А. Ф. Рассеянные элементы некоторых месторождений слюды и вопросы генезиса слюд. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М.: Наука, 1978, с. 82—102.
6. Беус А. А., Григорян С. В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 280 с.

7. Васильева В. П. Элементы-примеси в мусковитах Чуйского месторождения. — Геохимия, 1966, № 1, с. 105—115.
8. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
9. Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 5—16.
10. Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — Геол. рудных месторожд., 1960, № 1, с. 45—54.
11. Глюк Д. С., Труфанова Л. Г. Плавление в системе гранит —  $H_2O$  с добавками  $HF$ ,  $HCl$ , фторидов, хлоридов и гидроокислов лития, натрия и калия при давлении 1000 кг/см<sup>2</sup>. — Геохимия, 1977, № 7, с. 1003—1012.
12. Гордиенко В. В. Факторы геохимической специализации гранитных пегматитов и металлогенические типы пегматитовых провинций. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 1, с. 34—43.
13. Давиденко И. В. О щелочности—кислотности пегматитового процесса. — В кн.: Минеральное сырье, вып. 7. М.: Недра, 1968, с. 34—38.
14. Долгов Ю. А. Об аднабатической мобилизации рудообразующих растворов. — Геол. и геофиз., 1965, № 8, с. 3—16.
15. Емельянов Е. Л., Полетаев И. А., Вишняков Н. П. О региональной зональности в одном из пегматитовых поясов Восточной Сибири. — В кн.: Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Вост. Сибири. Иркутск, 1976, с. 7—19.
16. Жедваб Ж. Изучение элементов-примесей в минералах пегматитов. — В кн.: Пегматиты Центральной Африки. М.: Изд-во иностр. лит., 1958, с. 111—258.
17. Загорский В. Е., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Главные закономерности формирования первичных ореолов редкометалльных пегматитов. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 145—152.
18. Иваянов А. Н., Шмакин Б. М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М.: Наука, 1980. 219 с.
19. Карпов И. К. Применение термодинамических расчетов к анализу минеральных равновесий в мамских пегматитах. — Геол. и геофиз., 1965, № 10, с. 95—105.
20. Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 21—30.
21. Кузьменко М. В., Солодов Н. А. Пегматиты как модель магматического процесса. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М.: Наука, 1965, с. 12—15.
22. Лазаренко Е. К., Павличин В. И., Латыш В. Т., Сорокин Ю. Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. Львов: Виша школа, 1973. 360 с.
23. Леонова В. А. Некоторые вопросы геохимии и генезиса пегматитовых жил Чупы (Сев. Карелия). — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1965, ч. 94, вып. 3, с. 272—287.
24. Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 200 с.
25. Макагон В. М. Влияние физико-химических условий формирования редкометалльных пегматитов на их геохимические особенности. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 3, с. 693—696.
26. Макрыгина В. А. Роль метаморфической зональности в размещении пегматитов и мигматитов различного состава. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, с. 55—64.
27. Матросов И. И. Проблема стадийности формирования редкометалльных пегматитов. — Геол. и геофиз., 1980, № 6, с. 44—55.
28. Недумов И. Б., Земская И. П. Особенности концентрации редких элементов в ходе гранитоидного и пегматитового процессов в зависимости от геологических условий. — В кн.: Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М.: Наука, 1969, с. 7—43.
29. Никитин В. Д., Рундквист Д. В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1967, ч. 96, вып. 5, с. 597—607.
30. Павличин В. И., Вовк П. К. Использование калий-рубиниевого отношения для оценки продуктивности пегматитов. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 6, с. 84—88.
31. Поля редкометалльных гранитных пегматитов. М.: Наука, 1976. 332 с.
32. Родионов Г. Г. О типах пегматитов и некоторых особенностях пегматитообразования. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра, 1965, с. 222—235.
33. Россовский Л. Н., Шмакин Б. М. Уникальный пример вертикальной геохимической зональности в пегматитах Гиндукуша (Афганистан). — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 2, с. 448—451.
34. Рябенко В. Е. Некоторые геохимические факторы, определяющие редкометалльную рудоносность гранитоидов. — Геол. рудных месторожд., 1974, т. 16, № 3, с. 85—89.
35. Рябчиков И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М.: Наука, 1965. 120 с.
36. Салье М. Е., Глебовицкий В. А. Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1976. 188 с.
37. Слодоносные пегматиты Северной Карелии. Л.: Недра, 1976. 367 с.

38. Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М.: Наука, 1971. 252 с.
39. Ставров О. Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М.: Недра, 1978. 214 с.
40. Татаринов А. В., Шмакин Б. М. Средний состав, особенности распределения элементов-примесей и геохимическая специализация миароловых пегматитов.— Геохимия, 1976, № 2, с. 272—282.
41. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
42. Ферман А. Е. Избр. труды в 4-х т. Т. I. Пегматиты. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 5—489.
43. Шиманский А. А., Учкин Ю. М. О характере распределения щелочей в микроклинах из пегматитов Восточного Саяна.— Геохимия, 1962, № 9, с. 833—836.
44. Шмакин Б. М., Ширяев В. А. Геохимия редкоземельных элементов в гранитных пегматитах Прибайкалья (см. наст. сб.).
45. Шмакин Б. М. О роли давления в геохимической специализации гранитов и пегматитов.— Геохимия, 1971, № 12, с. 1494—1500.
46. Шмакин Б. М. Типоморфные особенности генераций минералов в мусковитовых пегматитах.— В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972, с. 189—194.
47. Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты (минералого-геохимическая и генетическая характеристика пегматитов Восточной Сибири и Инди). Новосибирск: Наука, 1976. 368 с.
48. Шмакин Б. М., Арбатская С. Н., Николаева Д. Х., Орлова Д. Я., Персикова Л. А., Петров Л. Л., Ярошенко С. К. Содержание малых элементов в породообразующих минералах пегматитов США.— Геохимия, 1979, № 12; с. 1835—1849.
49. Шмакин Б. М., Макагон В. М. Отношение Ва/Rb в калиевых минералах — надежный индикатор геохимической специализации и глубинности образования пегматитов.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1979, ч. 108, вып. 5, с. 631—634.
50. Шмакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. М.: Наука, 1969. 279 с.
51. Шмакин Б. М., Топунова Г. А. Гранитные пегматиты США. М.: Наука, 1981. 116 с.
52. Щербина В. В. Зависимость изоморфных замещений от давления.— Геохимия, 1965, № 5, с. 544—550.
53. Ahrens L. H. Notes on the Rb—Cs dispersion relationship, with particular reference to pegmatitic microclines from the Sayan Mountains, USSR.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1966, v. 30, N 1, p. 105—108.
54. Bhole K. L., Raghavendra Rao P., Chaube D. N. Lithium-bearing pegmatites of India.— *J. Ind. Geoscience Assoc.*, 1976, March, p. 37—47.
55. Heier K. S., Adams J. A. S. The geochemistry of the alkali metals.— In: *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 5. Pergamon Press, 1964, p. 253—381.
56. Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental studies of pegmatite genesis: 1. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites.— *Econ. Geology*, 1969, v. 64, N 8, p. 843—864.
57. Shmakin B. M. The genetic types and the geochemical specialization of Pre-Cambrian pegmatites of India.— In: *Recent Researches in Geology*, v. 1. Delhi: Hindustan Publ. Corp., 1973, p. 165—173.
58. Stewart D. B. Petrogenesis of lithium-rich pegmatites.— *Am. Mineralogist*, 1978, v. 63, N 9—10, p. 970—980.
59. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1961, v. 72, N 2, p. 175—192.
60. Varlamoff N. N. Central and West African rare-metal granitic pegmatites, related aplites, quartz veins and mineral deposits.— *Mineral Deposita*, 1972, v. 7, N 2, p. 202—216.

*Институт геохимии им. академика А. П. Виноградова  
СО АН СССР*

**Я. А. Косалс**

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ГРАНИТНЫХ ФОРМАЦИЙ

По геологии, минералогии и геохимии пегматитов накоплен огромный фактический материал, опубликовано много работ. В то же время геохимические особенности пегматитовых гранитов, в частности в сравни-

тельном плане, изучены недостаточно. Поэтому весьма важно рассмотреть геохимические аспекты пегматитоносных гранитов, с которыми связаны пегматиты разных формаций.

### ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ПЕГМАТИТОВ

По геологическим и термодинамическим условиям образования гранитные пегматиты разделяются на четыре формации, отличающиеся по целому ряду геологических и минералого-геохимических признаков [8]. Каждая формация характеризуется специфическими закономерностями размещения, строения и рудной минерализацией.

**Хрусталеносные (камерные) пегматиты формации малых глубин** чаще всего располагаются среди материнских гранитов гипабиссальной фации, прорывающих наиболее слабо метаморфизованные породы. Глубина их формирования оценивается в 1,5—3,5 км.

**Редкометалльные пегматиты формации умеренных (средних) глубин** залегают среди пород кордиерит-амфиболитовой фации регионального метаморфизма [6]. Верхний предел глубин формирования этих пегматитов (3—4 км) определяется минимальной глубиной, на которой возможен метаморфизм кордиерит-амфиболитовой фации в фанерозойских складчатых областях.

Редкометалльные пегматитовые поля, локализующиеся в шовных прогибах древних платформ и щитов — геосинклинальных трогов и авлакогенов, формировались в условиях средне-высокотемпературных фаций метаморфизма низких давлений (кордиерит-амфиболитовой фации), но высоких геотермических градиентов (интенсивных тепловых потоков).

Такая же глубина выявлена восстановлением мощности разрезов толщ, перекрывающих поля редкометалльных пегматитов в период их формирования в фанерозое в Казахстане и Забайкалье [8, 22] и Афганистане [36—38]. При этом вертикальный диапазон развития редкометалльных пегматитов прослежен на 5 км, т. е. на глубину до 8—8,5 км, на большей глубине редкометалльное оруденение в них исчезает. С пегматитами этой формации связаны месторождения тантала, лития, цезия, рубидия, бериллия, олова и ниобия, а также ювелирных камней.

**Слюдоносные пегматиты формации больших глубин** приурочены к подобным структурам, размещаюсь среди метаморфических толщ альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма более высоких давлений [6], но меньших геотермических градиентов. Эти пегматиты развиваются в более глубоких условиях (от 7—8 до 10—11 км), чем редкометалльные. Вертикальная амплитуда их распространения в высокогорных районах Гиндукуша составляет около 2,5 км [37, 38]. К этой формации относятся все промышленные месторождения мусковита.

**Редкоземельные пегматиты формации весьма больших глубин** характерны для глубокометаморфизованных толщ древних щитов, относимых чаще всего к гранулитовой фации метаморфизма; формируются в условиях ультраметаморфизма на глубинах более 10—11 км, обычно не сопровождаются промышленным оруденением (ортотектиты, по А. Е. Ферсману). Они могут представлять интерес как керамическое сырье, иногда обогащены ортитом и монацитом; в форстеритсодержащих магнетитовых мраморах возникают плагиоклазовые пегматиты с корундом и дравитом. В контактовых зонах этих пегматитов (Индия, Афганистан) встречаются сапфир и рубин [38].

Пегматиты различных формаций пространственно разобщены и не переходят друг в друга по простиранию или падению. На примере уникальных пегматитовых полей Гиндукуша вследствие хорошей обнаженности и расчлененности рельефа пегматиты по вертикали прослежены на многие

километры [37, 38]. При этом выяснилось, что вертикальная амплитуда распространения всех пегматитов составляет 10,5—11 км, а пегматиты весьма больших глубин встречаются только в нижнем структурном этаже земной коры среди глубокометаморфизованных толщ архея и имеют, по—видимому, архейский или раннепротерозойский возраст. Слюдоносные пегматиты связаны с глубинными инъекционными зонами среднепротерозойского этажа, а редкометалльные распространены только в пределах верхнего фанерозойского структурного этажа и имеют альпийский возраст (27 млн. лет).

Таким образом, выделенные формации гранитных пегматитов образуются в областях неодинакового термодинамического режима, характеризующихся различными геотермическим градиентом и метаморфизмом.

#### ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ И ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ГРАНИТОВ

Пегматиты образовывались на протяжении всей истории развития земной коры. Первые крупные пегматитовые поля появились в период, когда на еще тонкой континентальной коре в пределах древнейших кратонов—протоплатформ заложилась самые ранние прогибы (примерно 3000—2600 млн. лет тому назад), и продолжали формироваться вплоть до кайнозой (20—15 млн. лет), т. е. связаны со всеми тектоно-магматическими циклами [8, 45].

Геолого-структурные закономерности размещения пегматитов разного порядка в последние годы освещались во многих работах [1—4, 8, 15, 34, 36, и др.]. Главная из них — приуроченность полей, а особенно поясов к отрицательным тектоническим структурам в фундаментах платформ и щитов, протяженным прогибам-грабенам, обрамленным обычно разломами. Разные исследователи выделяют эти структуры под различными названиями: внутрикратонные протогеосинклинали [51], палеоавлакогены [19, 28], геосинклинальные трогои [27], грабен-синклинали [30] и палеорифты [1, 2, 4]. Гинзбург с соавторами [8] считают, что тектоническая природа этих структур весьма близка. Так как история возникновения и развития, морфология, геологическое строение и магматизм таких прогибов-грабенов имеют поразительное сходство, а иногда и идентичны современным континентальным рифтам [1, 2, 4, 12, 28], то нам представляется более правильным термин «палеорифт». По геофизическим данным, строение земной коры под этими прогибами аналогично строению ее под современными континентальными рифтами. Характерна малая мощность гранитного слоя (по отношению к окружающим блокам), высокое положение верхней границы базальтового слоя и поверхности Мохо [11, 28, 51].

В строении прогибов обычно выделяют два структурных этажа: нижний, вблизи дна (сложенного более древним гранитизированным основанием), представлен метаморфизованными среднеосновными эффузивами; верхний, сложенный преимущественно песчано-сланцевыми породами зеленосланцевой фации, а у бортов — метаморфизованными до амфиболитовой фации.

В истории развития палеорифтовых структур (авлакогенов, геосинклинальных трогов) выделяют несколько этапов: растяжение и образование глубинного разлома, уходящего в мантию; проседание по разломам и возникновение грабен-депрессий; осадконакопление в грабенах. Мощность отложений в них достигает 15—16 км (особенно в протерозойских грабенах).

На ранних этапах развития палеорифтовых структур [1, 2, 4, 28], в период возникновения глубинных разломов и «проседания» по ним земной коры в виде грабенов, проявился ультраосновной и основной магма-

39/9

тизм. На поздних же этапах их развития, после инверсии тектонического режима или в период протоактивизации [57], проявился гранитный и щелочно-гранитный магматизм, который и сопровождается пегматитами [1, 2, 8, 15 и др.]. Гранитные массивы размещаются в днищах этих прогибов, образуя крупные округлые или овальные гранито-гнейсовые купола, которые, разрастаясь во времени, проникают в верхний структурный этаж в виде аллохтонных интрузивов вдоль прибортовых и сопряженных с ними поперечных разломов [20]. Пегматитовые поля, пространственно и генетически связанные с гранитными интрузиями, располагаются на продолжении этих структур, контролирующих локализацию гранитных массивов, и иногда теряют видимую связь с последними. Чаще всего пегматитовые поля вытягиваются согласно простиранию прогибов, вдоль граничных разломов, локализуясь большей частью среди пород основного состава (амфиболитов и др.). При этом, как отмечено в [4, 8], масштабы и продуктивность пегматитовых полей находятся в прямой зависимости от размеров вмещающих их геосинклинальных трогов — палеорифтов и особенно от масштабов распространения пород повышенной основности.

В срединных массивах, сложенных докембрийскими породами и располагающихся в пределах фанерозойской складчатости, пояса пегматитов также приурочены к наложенным на эти массивы разломам или сформировавшимся по ним прогибам — грабен-синклиналям. Нередко они связаны с дальнейшим ростом гранито-гнейсовых куполов в связи с зонами «отраженной» (резонансной) тектоно-магматической активизации [20] — каледонской (Тува), мезозойской (Забайкалье) и альпийской (Афганистан) складчатости.

В фанерозойских складчатых областях пегматитовые поля и пояса локализуются в зонах длительного и интенсивного прогибания, т. е. залегают среди мощных флишевых песчано-сланцевых толщ с прослоями эффузивов (миogeосинклиналей) в экзо- и эндоконтактных зонах гранитных массивов. Редкометалльные пегматиты располагаются в прогибах кровли со стороны пологих контактов на продолжении гранитных массивов и между отдельными куполами мезо-гипабиссальной фации глубинности (Казахстан, Забайкалье и др.). Хрусталеносные пегматиты локализуются в апикальных частях куполов гипабиссальных интрузивов.

Весьма примечательно, что пегматитовые поля и пояса как докембрийского, так и фанерозойского возрастов локализуются в узких зонах прогибов, в которых накапливаются сходные толщи флишевых и эффузивно-терригенных пород. Однако в древних геосинклинальных трогах — палеорифтах в отличие от фанерозойских эвгеосинклинальных областей играют большую роль эффузивные образования; в них постоянно присутствуют межпластовые тела основных пород, трассирующие эти прогибы. Кроме того, существенно отличается и гранитный магматизм. В древних зонах развита мигматито-гнейсо-гранитная формация, а в фанерозойских — формация гранитных батолитов. При этом в палеорифтовых системах гранитные массивы формировались в условиях напряженного тектонического режима, что привело к отрыву пегматитовых полей от гранитных массивов и обусловило тектонический контроль пегматитов, тогда как в фанерозойских областях размещение пегматитов контролируется морфологией гранитных плутонов. Редкометалльные и хрусталеносные пегматиты зон тектоно-магматической активизации протерозойского и фанерозойского возрастов связаны с разнообразными гранитными формациями: гнейсо-гранодиорит-гранитной, гранит-лейкогранитной, гранитов рапакиви и щелочногранит-алюкситовой.

Так как пегматитовые поля и пояса образуются на всем протяжении эволюции земной коры, то на разных ее этапах они ассоциируют с другими генетическими группами рудных месторождений, определяя специфические особенности различных металлогенических провинций [1, 2, 4, 57].



Так, редкометалльные пегматитовые поля нередко залегают в раннепротерозойских прогибах, выполненных железистыми кварцитами (Украина, Зап. Австралия). В протерозойских палеорифтовых системах с редкометалльными пегматитами ассоциируют более ранние гипербазиты с рудопроявлениями кобальта, никеля, меди, платины и хрома (Канадский и Балтийский щиты, юг Сибирской платформы и др.), а с зонами зеленокаменного метаморфизма связаны золотое и полиметаллическое оруденение (Австралия, Канадский щит, Сибирская платформа и др.) и близкие к пегматитам по возрасту приразломные гранитоподобные щелочные полевошпатовые метасоматиты с редкоземельным и тантало-ниобиевым оруденением (Канадский щит и Бразильский щит, Сибирская платформа и др.). Для протерозойских палеорифтов менее характерны щелочно-сиенитовые магматические и метасоматические породы с редкометалльным оруденением [1, 2, 57].

Для фанерозойских геосинклинальных областей характерна ассоциация в пределах единых провинций редкометалльных и хрусталеносных пегматитов, а также грейзеновых и кварцево-жильных месторождений олова, вольфрама, молибдена, висмута и бериллия (Казахстан, Забайкалье, МНР, Гиндукуш и др.). В фанерозойских палеорифтовых и даже в современных рифтовых системах (в связи с региональной активизацией) нередко ассоциация редкометалльных пегматитов и щелочных метасоматитов с ультраосновными щелочными породами с тантало-ниобиевой и фосфорной минерализацией (юг Сибирской платформы, Восточно-Африканский пояс и др.).

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ГРАНИТНЫХ И ПЕГМАТИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Объективные геолого-геохимические критерии генетической связи пегматитов с гранитами разработаны еще слабо и до сих пор в литературе по этим вопросам ведется дискуссия.

Современное состояние учения о пегматитах тесно связано с достижениями в области экспериментальной и физико-химической петрологии и геохимии гранитоидов. Прежде всего следует учесть гетерогенность гранитов разных формаций, принципиально различающихся по источникам вещества, механизму и условиям генерации магмы, условиям становления плутонов и потенциальной их рудоносности.

Как уже отмечалось, обширная группа гранитных пегматитов генетически неоднородна и разделяется на четыре формации, отличающиеся по глубинности образования, геохимическим особенностям, характеру рудоносности, механизму формирования и источникам вещества [8, 25, 33, 34, 41, 50, 53—56]. Каждая пегматитовая формация имеет свои принципиально различные взаимоотношения с гранитами определенных формационных типов. Весьма важно, что намечается тесная связь между формациями пегматитов и соответствующими им формациями гранитов. Геохимические особенности гранитов, являющихся «материнскими» для соответствующих пегматитовых формаций, в литературе освещены слабо.

Наиболее глубинные пегматиты, приуроченные к древним мигматито-нейсо-гранитным комплексам гранулитовой фации метаморфизма, встречаются вне всякой связи с гранитными интрузиями. Они обнаруживают тесную связь (вплоть до постепенных переходов) с лейкократовым материалом мигматитов и анатектических автохтонных лейкократовых гранитов ультраметаморфического или палингенно-метасоматического происхождения [25, 33, 41, 48, 53].  $T_{\text{гом}}$  расплавных включений в кварце этих гранитов составляет 900—840°C, мигматитов 830—800, а пегматитов-ортотектитов 850—820°C, что свидетельствует о низком содержании  $H_2O$  (1,3—2,1%),

и  $P_{H_2O} = 0,3-0,8$  кбар, но при высоком содержании  $CO_2 + NH_3 = 0,4-0,6\%$  и высоком парциальном давлении флюида ( $P_{фл} = 6-7$  кбар) за счет  $CO_2$  [7, 51]. Ультраметаморфические граниты отличаются резко пониженным содержанием редких элементов (РЭ) и летучих ( $H_2O$  и F) от других гранитоидных формаций (табл. 1) [25, 33, 41, 46, 48]. Эти граниты образовались при привносе калия, кремнезема, рубидия, выносе бария, стронция, фтора и фторофильных РЭ. Гранитоиды и пегматиты этой формации характеризуются наиболее высокими значениями отношений  $K/Na$ ,  $K/Rb$ ,  $Na/Li$ ,  $Rb/Li$ ,  $Ba/Sr$  и  $Ba/Rb$ .

На протяжении ряда лет господствовало мнение о том, что мусковитовые пегматиты имеют ультраметаморфическое происхождение и с гранитами вообще не связаны. Современные данные свидетельствуют о гетерогенности слюдоносных пегматитов, среди которых выделяются метаморфические, магматические и постмагматические [10, 30, 33, 35, 54-56]. Гетерогенными являются и материнские пегматоидные граниты, сопровождающиеся послемагматической калишпатизацией в условиях альмандин-амфиболовой фации [6] кианит-силлиманитового или дистенового типов метаморфизма [8, 54]. Температура формирования метаморфических пегматоидных гранитов находится в пределах  $650-550^\circ C$ , а пегматитов  $650-500^\circ C$ , возрастает в магматических гранитах ( $720-650^\circ C$ ) и пегматитах ( $700-650^\circ C$ ) и снижается в послемагматических гранитах и пегматитах ( $550-370^\circ C$ ).

Изучение первичных включений в кварце из метаморфических гранитов и крупноблоковых плагиоклазовых пегматитов показало, что они образовались при давлениях раствора  $7,4-5$  кбар при удельном объеме  $CO_2 = 0,94-0,98$  см<sup>3</sup>/г [24, 54]. В кварце магматических гранитов и пегматитов выявлено давление флюида  $7,7-6$  кбар (удельный объем  $CO_2 = 0,95-1,0$  см<sup>3</sup>/г). В дальнейшем в связи со снижением температуры и по тектоническим причинам в послемагматический этап давление снижается до 5 кбар, а при образовании поздних кристаллов кварца—до 2 кбар. Исходя из соотношения  $CO_2$  и  $H_2O$  в двухфазовых жидких включениях, при  $P_{фл} = 8$  кбар на долю  $P_{H_2O}$  приходится лишь  $3-2$  кбар, а при  $P_{фл} = 5$  кбар  $P_{H_2O} = 2-1,5$  кбар. Можно полагать, что избыточное давление флюидной фазы при формировании материнских гранитов и мусковитовых пегматитов создается именно  $CO_2$  ( $P_{CO_2} : P_{H_2O}$  изменяется от 2:1 до 1,5:1), что препятствует существенному перемещению расплава. Этим и объясняется незначительное распространение даже параавтохтонных и тем более аллохтонных гранитов, с которыми иногда связаны промежуточные редкометалльно-мусковитовые пегматиты [41, 54-56].

Пегматоидные граниты слюдоносных пегматитов характеризуются повышением содержания  $Li$ ,  $Cs$ ,  $Be$ ,  $Pb$  и  $F$  при некотором снижении  $K$  и  $Rb$  по сравнению с ультраметаморфическими (см. табл. 1). Величины отношений  $K/Na$ ,  $Na/Li$ ,  $Rb/Li$ ,  $Ba/Sr$  и  $Ba/Rb$  в них значительно (в 2-3 раза) ниже.

В редкометалльных пегматитовых полях, поясах и провинциях широко распространены дифференцированные аллохтонные гранитоидные комплексы известково-щелочной серии гранодиорит-гранитной формации [8, 22, 33-37, 49]. Для этих комплексов характерны нередко автохтонность гранитоидов ранней фазы и развитие мигматитов как в докембрии, так и к фанерозое в зонах тектоно-магматической активизации. Довольно широко развитыми в фанерозое пегматитоносными формациями, особенно в связи с тектоно-магматической активизацией, являются гранит-лейкогранитная и гранит-лейкогранит-алюскитовая. Редкометалльные пегматиты независимо от возраста являются конечными дифференциатами аллохтонных дифференцированных гранитных комплексов. При этом весьма важной геохимической особенностью представляется закономерное накопле-

Средние содержания Na, K, F (%), RЭ (г/т) и индикаторные

Магматическая формация	Na	K	F	Li	Rb	Cs	Be
	<i>Гранитоиды полей редко</i>						
Мигматит-гнейсо-гранитная (AR—PR <sub>1</sub> ) [47]	2,3	4,6	0,018	11	140	He опр.	0,6
	<i>Пегматоидные граниты по</i>						
Мигматит-гнейсо-гранитная (PR) [23, 53]:							
метаморфические граниты	3,3	4,1	0,04	22	35	He опр.	2,0
ортоклазовые магматические граниты	3,0	3,7	0,05	27	118	4	1,3
макроклиновые магматические граниты	3,3	2,7	0,08	41	125	5	3,2
	<i>Граниты полей редкоме</i>						
Мигматит-гранитная (PR <sub>1</sub> ) [9]	3,2	3,2	0,03	75	260		3,3
Гранодиорит-гранитная (PR <sub>2</sub> ) [47]	2,5	2,9	0,05	45	160	10	2,8
Гранодиорит-гранитная (PZ <sub>3</sub> )*	2,6	3,4	0,065	81	200	15	7,6
Гранит-лейкогранит-аляскитовая (MZ)**	2,6	3,8	0,065	72	250	16	4,5
	<i>Граниты полей хрусталонос</i>						
Гранитов рапакиви (PR <sub>3</sub> ) [8]	2,5	4,1	0,14	55	226	3	7,7
Гранодиорит-лейкогранитная (PZ) <sub>3</sub> [8]	2,9	3,8	0,10	28	210	2	11,0
Целочногогранит-аляскитовая (PZ <sub>2</sub> ) [8]	3,4	4,2	0,26	40	270	1	11,0
Лейкогранит-гранит-аляскитовая (MZ)**	2,8	3,9	0,12	124	305	16	3,1

\* Данные автора.

\*\* Данные автора с учетом материалов В. Д. Козлова и др. [14].

ние K, Li, Rb, Be, Pb, В и снижение содержаний Ba и Sr от ранних к поздним (II—III) фазам (табл. 2) и далее к пегматитам [8, 29, 34, 41, 46, 54 и др.]. Отчетливо проявлена дегазация аплитов в отношении F и фторофильных RЭ. Повсеместная пространственно-временная сопряженность и зональность по схеме пегматиты — аплиты — аллохтонные граниты мезоабиссальной фации в редкометалльных пегматитовых полях рассматриваются нами как доказательство принадлежности этих пород к единой генетической серии. Поэтому дегазацию аплитов мы считаем источником флюидно-газовой фазы, обогащенной F и фторофильными RЭ, создающим благоприятные условия для формирования редкометалльных пегматитов.

Еще более отчетливо о дифференциации, вернее, направленной эволюции расплава можно судить по снижению отношений RЭ. Намечается тенденция к накоплению фторофильных RЭ, F и K, снижению величин отношений не только в гранитных комплексах по сравнению с пегматоидными гранитами и слюдоносными пегматитами, но и во времени — от протерозоя к мезозою. Это указывает на определенную эволюцию условий формирования (уменьшение фации глубинности) материнских гранитов редкометалльных пегматитов во времени (PR — MZ), т. е. в истории эволюции земной коры. Отсюда следует вывод, что гранитные плутоны на платформах и щитах менее перемещены, чем в фанерозойских складчатых областях и зонах тектоно-магматической активизации.

## отношения в пегматитоносных гранитах разных формаций

Ba	Sr	Mo	W	Sn	B	Nb	Ta	K/Na	K/Rb	Na/Li	Rb/Li	Ba/Sr	Ba/Rb	Nb/Ta
<i>земельных пегматитов</i>														
2800	280	1,2	He опр.	2,8	He опр.			2,0	329	2091	12,7	10,0	20,0	
<i>лей слюдоносных пегматитов</i>														
538	636	He опр.		2,0	He опр.			0,33	330	1500	1,6	0,8	15,4	
5500	820	»		3,0	»			1,23	323	1111	4,4	6,7	46,6	
720	390	»		3,0	»			0,82	245	805	3,0	1,8	5,7	
<i>талых пегматитов</i>														
320	140	He опр.			265	20	2,5	1,0	123	425	3,4	2,3	1,2	8,0
740	400	0,8	3,2	9,1	17	He опр.		1,16	181	555	3,6	1,8	4,6	
He опр.		1,2	3,1	8,0	9	26	3,5	1,33	170	321	2,5			7,4
391	163	1,2	2,2	10,0	18	22	3,1	1,46	152	361	3,5	2,4	1,6	7,1
<i>ных (камерных) пегматитов</i>														
190	He опр.	1,1	He опр.	8,2	21	He опр.		1,64	180	454	4,1		0,7	
	He опр.		»	16,0	3	»		1,31	181	1000	7,5			
		»	»	7,2	1	28	1,9	1,23	155	850	6,7			14,7
340	150	1,1	4,0	12	21	24	3,5	1,39	128	226	2,5	2,3	1,1	6,9

О температурных условиях формирования гранитов и редкометалльных пегматитов в зонах амфиболитовой фации метаморфизма можно судить по  $T_{\text{гом}}$  расплавленных включений в кварце из мигматитов (830—760°C), гранитов (870—800°C) и пегматитов (840—790°C) при давлении флюида ( $\text{CO}_2 + \text{HCl}$ )  $P_{\text{фл}} = 6,8 - 6$  кбар. Интересно, что в гранитах и пегматитах остаточные расплавы кристаллизовались из солевых расплаво-растворов при температурах 660—500°C и концентрации NaCl от 75—65 до 55%, а в газовой фазе  $\text{CO}_2 \approx 75-70\%$ . Давление флюидной фазы составило 5,9—5 кбар [7, 52]. Однако по данным изучения расплавленных включений [7], внешние (аплитовидная и графическая) зоны редкометалльных пегматитов кристаллизовались из магматического расплава при  $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 4000-1500$  кбар и соотношения  $\text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2 = 98 : 2$ ; температуры явно завышены (1040—800°C) [44]. По комплексным оценкам разными методами температура кристаллизации внешних зон находится в пределах 750—650°C, а  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2,5 - 2$  кбар [40], что более правдоподобно. Более поздние зоны редкометалльных пегматитов кристаллизовались из расплаво-растворов при 780—400°C и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4 - 1$  кбар [7, 40]. Можно полагать, что температура кристаллизации материнских гранитов не может быть ниже 800—750°C, но более вероятно 900—750°C.

Средние содержания Na, K, F (%), RЭ (г/т) и индикаторные отношения в разновозрастных породах

Порода	Na	K	F	Li	Rb	Be
<b>Редкометаллы</b>						
<i>Балтийский щит</i>						
Граниты-мигматиты	3,1	3,6	0,015	80	51	2,9
Граниты двуслюдяные	3,0	3,5	0,05	55	334	5,8
» пегматоидные	3,4	3,0	0,021	247	410	4,2
<i>Саянский комп.</i>						
Гранодиориты I фазы	2,3	2,4	0,057	33	103	2,4
Граниты II фазы	2,5	3,9	0,054	78	286	4,2
<i>Калбинский щит</i>						
Граниты эндоконтакта I фазы	2,6	2,9	0,07	105	170	6,5
Граниты I фазы	2,6	3,3	0,09	87	199	7,8
» II фазы	2,7	3,4	0,06	77	250	7,5
» III фазы	2,8	3,5	0,08	121	350	10,1
Аплиты (дайки)	3,3	3,2	0,02	35	280	3,3
Аплит-пегматиты	3,3	3,5	0,04	54	460	9,3
<i>Борщевочный щит</i>						
Гранитоиды I фазы	2,4	3,9	0,05	45	150	2,5
Граниты II фазы	2,4	4,0	0,065	52	238	3,5
» двуслюдяные	2,6	3,8	0,045	89	260	4,6
Аплиты (дайки)	2,9	4,4	0,01	35	150	1,5
<i>Кукульбейский щит</i>						
Граниты I фазы	2,7	3,7	0,06	58	260	4,6
» II фазы	3,0	3,8	0,07	91	360	8,8
Аплиты (дайки)	3,4	3,0	0,01	28	210	2,5
<b>Хрусталеносные</b>						
<i>Монастырский щит</i>						
Граниты I фазы	2,6	3,9	0,16	75	160	4,5
» II фазы	2,8	3,5	0,12	33	156	5,8
Аплиты (дайки)	3,6	3,2	0,02	12	140	2,2
Аплит-пегматит	3,6	2,2	0,12	42	200	8,4
<i>Адун-Челонский щит</i>						
Гранит эндоконтакта	2,6	4,0	0,15	65	220	1,6
» центральной части	2,8	3,5	0,18	125	290	5,8
Гранит-порфир (дайка)	3,2	3,3	0,06	52	230	3,3
Аплит, аплитовидный гранит	2,8	3,7	0,01	12	360	2,3

\* Данные автора.

\*\* Данные автора с учетом материалов В. Д. Козлова и др. [14].

Материнские граниты хрусталеносных пегматитов (внутригранитных) областей низких давлений относятся к гипабиссальной фации. Среди них выделяются граниты четырех формаций зон активизации: 1) рапакиви и рапакививидных гранитов (PR<sub>3</sub>) — Коростенский плутон (Украинский щит), Выборгский и Питкярантский плутоны (Балтийский щит); 2) гранит-лейкогранитная (PZ<sub>3</sub>) — Каибский, Зерендинский, Бектаугинский и другие плутоны (Казахстан); 3) щелочно-гранит-аляскитовая (PZ<sub>3</sub>) — Кетский, Акжайлюский массивы и др. (Казахстан), плутон Пайк-Пик (Колорадо, США); 4) гранодиорит-гранит-лейкогранитная — Борщевочный, Кыринский, Адун-Челонский (Забайкалье), Мурзинско-Адуйский (Урал)

Таблица 2

растных материнских гранитных комплексах редкометалльных и хрусталеносных пегматов

Mo	W	Sn	Nb	Ta	B	Ba	Sr	K/Na	K/Rb	Na/Li	Ba/Sr	Ba/Rb	Nb/Ta
<b>ные пегматиты</b>													
<i>цит (PR<sub>1</sub>)(9)</i>													
	He	опр.	17	—	11	595	253	0,84	510	584	2,3	11,6	
	»		24	2,3	340	225	123	1,16	106	546	1,8	0,6	10,4
	»		18	3,3	380	60	37	0,88	73	137	1,6	0,1	5,4
<i>лекс (PR<sub>2</sub>) (47)</i>													
1,0	3,7	60	He	2,0	10	800	510	1,04	233	697	1,6	7,8	
0,7	2,5	13	опр.		24	440	170	1,56	136	320	2,6	1,5	
<i>комплекс (PZ<sub>3</sub>)*</i>													
1,2	2,1	6	21	2,0	6	He	опр.	1,12	171	248			10,5
1,3	2,0	8	31	3,2	8	»		1,27	166	299			9,7
1,2	3,2	9	28	3,8	10	»		1,26	136	351			7,4
1,4	3,9	12	23	4,6	14	»		1,25	100	231			5,0
1,3	1,9	4,5	13	1,6	6	»		0,97	114	943			8,1
1,5	4,2	23	25	4,0	26	»		1,06	76	611			6,2
<i>комплекс (MZ)**</i>													
1,1	1,1	3,5	16	1,5	16	787	308	1,63	268	533	2,6	5,2	10,7
1,2	2,0	6,5	25	2,7	17	410	193	1,67	168	461	2,1	1,7	9,3
1,4	1,5	8	26	3,7	16	383	129	1,46	146	292	3,0	1,5	7,0
1,1	1,5	4	15	1,5	11	250	60	1,52	293	828	4,1	1,4	10,0
<i>комплекс (J<sub>3</sub>)**</i>													
1,1	2,2	8	220	2,1	19	290	150	1,37	142	465	1,9	1,1	9,5
1,3	3,1	21	21	3,9	31	130	80	1,27	105	330	1,6	0,4	5,4
1,1	2,5	5	16	1,7	14	80	40	0,88	143	1214	2,0	0,4	9,4
<b>пегматиты</b>													
<i>комплекс (PZ<sub>3</sub>)*</i>													
1,1	2,0	4,7	13	2,0	13	He	опр.	1,56	244	347			6,5
1,2	2,8	5,5	14	1,9	10	»		1,25	233	848			7,4
1,1	2,0	4,5	14	0,9	9	»		0,89	229	3000			15,5
1,3	3,2	8,9	15	2,2	9	»		0,61	110	857			6,8
<i>ский массив **</i>													
1,2	2,8	4,8	24	2,8	22	He	опр.	1,58	181	400			8,5
1,0	4,0	12,0	24	3,5	25	340	150	1,25	120	224	2,2	1,1	7,1
1,0	4,0	6,0	20	2,7	17	He	опр.	1,03	143	615			7,4
0,8	2,0	3,5	15	1,5	30	»		1,33	103	2333			10,0

массивы, массив Пала (СПА), провинция Минас-Жераис (Бразилия), МНР и Афганистан. В целом для гранитов этих формаций характерен дальнейший рост содержаний (до максимальных) К, F, Rb, отчасти Be, Pb, снижение Ba и Sc, отношений Na/Li, Ba/Rb (см. табл. 1, 2), но распределение F и РЭ во многом определяется кислотно-щелочными свойствами расплавов [16]. Хрусталеносные пегматиты, так же как и редкометалльные, весьма тесно сопряжены в пространстве и времени с дайками гранит-порфиров, аплитов и аплитовидных гранитов, что отмечено многими исследователями [8, 31]. При этом хрусталеносные пегматиты, что очень важно, интенсивно дегазированы в отношении фтора и всех фторо-

Содержание РЭ (г/т) и индикаторные отноше

Формация пегматитов	Регион	Калишпат			Мус			
		Ba	Rb	Ba/Rb	Ba	Rb	Ti	Nb
Редкоземельные	США [56]	5000	442	11,3	He опр.			
	Слюдянка [55]	7400	260	28,5	»			
	Приольхонье [55]	200	350	0,57	280	380	5400	10
Мусковитовые	США [56]	8000	300	27,0	3000	400	He опр.	112
	Восточная Сибирь [55]	7000	330	21,2	2600	250	4500	60
	Балтийский щит [10]	2870	315	9,1	2000	375	3300	55
	Индия [54]	7200	525	13,7	4250	400	3550	45
Редкометалльные	США [56]	40	2000	0,02	20	3000	He опр.	188
	Восточная Сибирь [55]	100	7750	0,013	20	7850	900	200
	Балтийский щит [9, 34]	30	7200	0,005	He опр.	5450	600	155
	Индия [54]	20	3200	0,006	30	4200	800	285
Хрусталеносные	Восточная Сибирь [47]	20	2830	0,007	20	2500	2300	30
	Украинский щит [34]	10	810	0,012	He опр.	4880	10	He опр.

фильных РЭ (см. табл. 2). Это способствует обособлению флюидной фазы в ловушках — камерах остаточного расплава.

По данным изучения расплавных включений в кварце из гранитов рапакиви,  $T_{\text{гом}} = 830-560^{\circ}\text{C}$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3,1$  кбар [52], а внешние зоны камерных пегматитов Волыни кристаллизовались в интервале  $760-620^{\circ}\text{C}$  [5]. Обращает на себя внимание более высокая  $T_{\text{гом}}$  в гранитах рапакиви ранней фазы ( $830-810^{\circ}\text{C}$ ) и в камерных пегматитах, бедных фтором ( $760-660^{\circ}\text{C}$ ). Рост содержания F до 0,6% в гранитах поздних фаз снижает  $T_{\text{гом}}$  до  $650-560^{\circ}\text{C}$ , а в пегматитах с занорышами топаза — до  $660-620^{\circ}\text{C}$ . Это отчетливо указывает на роль F в снижении  $T_{\text{гом}}$  расплавных включений в гранитах и пегматитах гипабиссальной фации.

В гранитах Адун-Челонского массива также выявлены низкие  $T_{\text{гом}}$  ( $690-630^{\circ}\text{C}$ ), во внешних зонах камерных пегматитов они несколько ниже ( $640-620^{\circ}\text{C}$ ) при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2,5$  кбар и содержания  $\text{H}_2\text{O}$  в пределах 5—6% [17]. Наиболее низкие  $T_{\text{гом}}$  ( $630-600^{\circ}\text{C}$ ) расплавных включений выявлены в гранитах II фазы Дунгалинского, Каибского, Джелтауского и Кыринского массивов, а во внешних зонах камерных пегматитов они еще ниже ( $600-540^{\circ}\text{C}$ ) при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3,6-3,8$  кбар и содержания  $\text{H}_2\text{O}$  6—7% [18].

Материнские граниты каждой фации глубинности и формации и соответствующие им формации пегматитов характеризуются определенным уровнем содержания РЭ, В и F, но в еще большей мере величинами индикаторных отношений K/Rb, Na/Li, Ba/Sr, Ba/Rb, Nb/Ta и др.

Геохимическая специализация различных формаций пегматитов и гранитов определяется давлением во время их кристаллизации. Роль давления в распределении РЭ и F в гранитах разных фаций глубинности хорошо иллюстрирована в ряде работ [16, 48, 49] и в табл. 1, 2. В пегматитах разных формаций это хорошо видно из данных по распределению РЭ в калишпате, биотите и мусковите (табл. 3). Хорошим индикатором дав-

ния в минералах пегматитов разных формаций

Ковит				Биотит							
Ta	Ba/Rb	Ti/Nb	Nb/Ta	Ba	Rb	Ti	Nb	Ta	Ba/Rb	Ti/Nb	Nb/Ta
				Не опр.							
»	0,74	540		»							
22,5 He опр.	7,5		5,0	3000	400	Не опр.	62	3	7,5		20,6
»	10,4	75		1933	379	23 800	85	5	5,1	280	17,0
»	5,3	60		2850	489	19 100	65		5,8	294	
»	3,1	79		1250	1238	13 600	91	10	1,0	149	9,1
53,8 He опр.	0,007		3,5	595	1013	Не опр.	404	67	0,6		6,0
»	0,003	4,5		1700	2300	22 400	350	16	0,7	64	21,9
»		3,9									
»	0,007	2,8		345	3344	16 400	185	66	0,1	89	2,8
»	0,008	77		122	2092	Не опр.			0,06		
»											

ления при пегматитообразовании считаются отношения Ba/Rb и Ti/Nb [47, 54—56] в этих минералах (см. табл. 3), что не менее отчетливо проявляется в целом и для соответствующих формаций пегматитоносных гранитов (см. табл. 1). Это позволяет по геохимическим данным довольно надежно выделять пегматитоносные гранитные формации и судить об их потенциальной рудоносности и геохимической специализации, т. е. прогнозировать формации пегматитов.

Геолого-геохимические [3, 8, 25, 30, 34, 35, 47, 54—56] и термобаро-геохимические [5, 7, 17, 18, 24, 44, 52] исследования показали, что температуры образования пегматитоносных гранитов и пегматитов соответствующих формаций мало отличаются, а различия их обусловлены первичным давлением флюидной фазы ( $P_{фл}$ ) как в гранитах, так и пегматитах. Например, при ультраметаморфизме и анатексисе в условиях гранулитовой фации ведущая роль принадлежит  $P_{CO_2} = 6—7$  кбар ( $\sim 99\%$ ) при низком  $P_{H_2O} = 0,3—0,8$  кбар и общем  $P_{фл} = 6—8$  кбар. В альмандин-амфиболитовой фации при формировании пегматоидных гранитов и мусковитовых пегматитов  $P_{H_2O}$  возрастает до 1,5—3 кбар, а  $P_{CO_2}$  снижается до 3—4 кбар при отношении  $P_{CO_2} : P_{H_2O} = 2—1,3$ . Дальнейший резкий рост доли  $P_{H_2O}$  ( $> 90\%$ ) происходит в аллохтонных материнских гранитах и редкометалльных пегматитах и достигает 3—4 кбар, а доля  $P_{CO_2}$  составляет не более 10%. Самое же низкое  $P_{фл}$  характерно для материнских гранитов и хрусталеносных пегматитов, в которых доля  $P_{H_2O}$  достигает 100% (2,5—3 кбар) при ничтожной роли  $P_{CO_2}$ , но в условиях роста активности фтора. Так как  $P_{HF}$  ниже  $P_{H_2O}$  в 15 раз, то наряду со снижением температуры кристаллизации расплава наличие фтора существенно снижает  $P_{фл}$ , способствуя удержанию воды и фторофильных РЭ в остаточном расплаве, а не его дегазации [16].

Согласно исследованиям состава газовой и флюидной фаз в минералах метаморфических пород, гранитоидов и пегматитов [5, 7, 17, 18, 20, 21, 23—25, 44, 49, 50, 52, 54], а также термодинамическим оценкам [26, 32, 39], основной чертой газового и флюидного режима коры является уменьшение доли  $H_2O$  с соответствующим возрастанием долей  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $H_2$ ,  $NH_3$ ,  $CH_4$  и др., что однозначно указывает на усиление восстановительных условий с глубиной [42, 43]. На этой основе при разработке модели декомпрессии в магмообразовании полагают [12, 13], что температура плавления пород коры с ростом  $P_{общ}$  сначала уменьшается (от  $1100^\circ C$  при  $P_{общ} = 1$  кбар) и проходит через минимум ( $750^\circ C$  при  $P_{общ} = 6—7,5$  кбар) благодаря окислению флюидов с образованием воды ( $2H_2 + O_2 = 2H_2O$ ), а затем снова увеличивается (до  $1000^\circ C$  при  $P_{общ} = 12—13$  кбар) в условиях восстановительного флюидного режима.

Отсюда следуют два положения.

1. Автохтонные (анатектические) и параавтохтонные (палингено-метасоматические) граниты и сопутствующие им редкоземельные и мусковитовые пегматиты могли образоваться в результате декомпрессии пород вблизи температурного минимума ( $850—750^\circ C$ ) на кривой плавления, т. е. в пределах гранулитовой и амфиболитовой фаций.

2. Аллохтонные (перемещенные) гранитные плутоны мезо-гипабиссальной и субвулканической фаций, редкометалльные и хрусталеносные пегматиты связаны с декомпрессией пород и формируются: а) из палингенных расплавов, выплавленных в условиях высоких температур ( $1000—800^\circ C$ ) и давления ( $P_{общ} = 12—10$  кбар) вследствие роста гранито-гнейсовых куполов и обогащения глубинных флюидов (в связи с их окислением)  $H_2O$  и  $HF$  и разогрева по мере движения и дифференциации расплавов в мезоабиссальную (редкометалльные пегматиты) и гипабиссальную фации (хрусталеносные пегматиты); б) из обогащенных  $H_2O$  и отчасти фтором более низкотемпературных ( $800—650^\circ C$ ) остаточных расплавов автохтонных анатектических магм, перемещенных в мезоабиссальную область; в) из палингенных расплавов в зонах глубинных разломов локального высокотемпературного метаморфизма и тектоно-магматической активизации на уровне амфиболитовой фации либо даже фации зеленых сланцев ( $5—7$  км), выплавленных под влиянием тепла базальтоидных магм, их дегазации и окисления флюидов.

Все эти данные позволяют сделать вывод, что состав гранитов и связанных с ними пегматитов (формационный тип), их геохимические особенности определяются не столько абсолютной глубиной их формирования (непосредственно величиной литостатического давления), сколько активностью флюидной фазы, вернее, флюидным режимом, — соотношением активностей  $CO$ ,  $CO_2$ ,  $H_2$ ,  $H_2O$ ,  $HCl$  и  $HF$  при генерации магм и особенно при их кристаллизации.

Образование автохтонных и параавтохтонных анатектических гранитов, редкоземельных и мусковитовых пегматитов, возникающих при процессах ультраметаморфизма в условиях гранулитовой и альмандин-амфиболитовой фаций, находит свое определенное место во времени и пространстве в истории эволюции земной коры. Условия же зарождения палингенной гранитной магмы материнских аллохтонных дифференцированных комплексов редкометалльных и хрусталеносных пегматитов в настоящее время еще далеко не ясны. Большинство петрологов приписывают ей коровое, палингенное происхождение [8, 46, 48], что подтверждается данными по соотношению изотопов  $Sr^{87} : Sr^{86}$  и  $O^{18} : O^{16}$  в этих гранитах и пегматитах. Соотношение  $Sr^{87} : Sr^{86}$  в гранитах и пегматитах из 9 районов мира колеблется в пределах  $0,709—0,714$ , превышая величину  $0,707$  (верхний предел для базальтов), т. е. формирование гранитов и пегматитов происходило в обстановке более высоких концентраций рубидия, сказавшихся на обогащении гранитов изотопом  $Sr^{87}$  [8]. Изотопные отно-

шения  $O^{18} : O^{16}$  в этих гранитах, по мнению А. И. Тугаринова, также подтверждают участие в их образовании корового, а не мантийного вещества. При этом в настоящее время большое значение при гранитообразовании придается восходящей миграции трансмагматических [20, 21, 26, 32, 48], интрателлурических восстановительных [42, 43] растворов (флюидов). Направленное геоструктурное развитие земной коры сопровождалось эволюцией состава глубинных флюидов. Так, при формировании ультраметаморфических и анатектических гранитов, редкоземельных и мусковитовых пегматитов привносились лишь K и Si и выносились Ca, Mg, Fe. В дальнейшем возникновение палингенных гранитных магм возможно благодаря усилению привноса K, Si,  $H_2$ , Cl и F в магматический очаг восходящими потоками глубинных (мантийных) растворов, мигрирующих по зонам глубинных разломов палеорифтовых систем на платформах и щитах. Они могут возникать также в орогенный этап стабилизации фанерозойских геосинклинальных зон сиалического профиля. Отчетливо тенденция обогащения гранитных интрузий, особенно их гипабиссальных фаций, фтором и фторофильными РЭ проявляется в зонах тектоно-магматической активизации (PR, PZ, MZ и KZ). Однако основной «спай» в снижении температур кристаллизации пегматитоносных гранитов, редкометалльных и хрусталеносных пегматитов вносит вода, но в хрусталеносных пегматитах роль F уже более существенна. С другой стороны, низкие температуры кристаллизации гипабиссальных литий-фтористых гранитов и субвулканических онгонитов — аналогов редкометалльных пегматитов — связаны в основном с накоплением F и фторофильных РЭ [16, 48].

### Выводы

1. Для пегматитоносных гранитных формаций характерны закономерное накопление F и фторофильных РЭ и снижение величин отношений K/Rb, Mg/Li, Na/Li, Ba/Rb от абиссальной к гипабиссальной фации и от ранних к поздним фазам и комплексам (формациям).

2. Геохимическая специализация и рудоносность гранитных и пегматитовых формаций определяется строением и составом земной коры, флюидным режимом, эволюцией соотношений активностей CO, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, HCl, HF, H<sub>2</sub>S, величиной окислительно-восстановительного потенциала в областях генерации магм, кислотно-щелочной эволюцией и направленно-эманационной дифференциацией во время движения и кристаллизации расплава в магматических камерах.

3. Формационное и фациальное соответствие пегматитоносных гранитов и пегматитов на основе их петрохимического и геохимического единства и закономерная смена во времени и пространстве определенных формаций отражают эволюционное развитие отдельных геоструктур и земной коры в целом. Это позволяет при геолого-геохимических исследованиях гранитных плутонов прогнозировать формации пегматитов.

4. Геохимическая эволюция материнских пегматитоносных гранитных и пегматитовых формаций во времени (от архея до кайнозоя) и пространстве определялась изменением режима и состава восходящих глубинных флюидов. Состав потоков восходящих интрателлурических растворов менялся, с одной стороны, благодаря развитию дегазации мантии или базальтоидных расплавов, а с другой — вследствие взаимодействия сиалической коры и мантии, континентальной и океанической кор в зонах их перехода (базификация коры или дебазификация мантии), что порождало как вертикальную, так и латеральную неоднородность мантии и уменьшение мощности сиалической коры. Это привело к усилению геотермического градиента и потока флюидов, обогащенных Si, K, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, Cl, более всего F и фторофильными РЭ на завершающих стадиях тектоно-магматических

циклов, особенно при протоактивизации и фанерозойской тектоно-магматической активизации срединных массивов и каледонид (PZ — KZ), герцинид (MZ — KZ) и мезозойд (KZ).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельская В. В. Особенности размещения эндогенных редкометалльных месторождений на платформах.— Геол. и геофиз., 1980, № 1, с. 26—38.
2. Архангельская В. В. О поисках полезных ископаемых в пределах палеорифтовых систем.— Разведка и охрана недр, 1975, № 8, с. 4—8.
3. Архангельская В. В. Особенности условий образования и состава пегматитоносных гранитоидов СССР.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1964, вып. 22, с. 11—60.
4. Архангельская В. В., Гинзбург А. И. О геотектонической позиции поясов редкометалльных пегматитов.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2, с. 423—425.
5. Бакуменко И. Т., Косухин О. Н., Павлишин В. И. и др. О магматическом этапе формирования камерных пегматитов Вольни.— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 5, с. 1194—1197.
6. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 247 с.
7. Генетические исследования в минералогии. Новосибирск: изд. ИГиГ, 1976. 203 с.
8. Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.
9. Гордиенко В. В. Эволюция вещественного состава редкометалльных гранитных пегматитов и ее возможные причины.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1979, ч. CVIII, вып. 2, с. 165—181.
10. Гордиенко В. В., Богданов Ю. Б., Бойцова Г. П. и др. Слюдоносные пегматиты Карелии. Л.: Недра, 1976. 336 с.
11. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны земли. М.: Недра, 1977. 215 с.
12. Кадик А. А., Френкель М. Я. Термодинамика декомпрессии водосодержащего расплава (на примере системы альбит — вода) и роль понижения давления в механизме магмообразования.— Геохимия, 1980, № 3, с. 307—334.
13. Кадик А. А., Френкель М. Я. Магмообразование, сопряженное с декомпрессией пород коры и мантии в присутствии летучих компонентов.— Геохимия, 1980, № 4, с. 467—495.
14. Козлов В. Д., Свадковская Л. Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 252 с.
15. Колотухина С. Е. Структурное положение редкометалльных провинций на древних платформах Южного полушария. М.: Наука, 1977. 87 с.
16. Косале Я. А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976. 240 с.
17. Косухин О. Н. Особенности генезиса гранитоидов Шерловогорско-Адун-Челонского района (по данным изучения включений в кварце).— Геол. и геофиз., 1980, № 4, с. 40—52.
18. Косухин О. Н. Физико-химические условия формирования магматических зон в камерных пегматитах (по данным изучения включений в кварце). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1977. 22 с.
19. Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.
20. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
21. Летников Ф. А. Эволюция флюидных систем в эндогенных процессах.— В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, с. 53—66.
22. Лукашев А. Н. Глубины образования пегматитов. М.: Недра, 1976. 152 с.
23. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
24. Макагон В. М. Пегматоидные граниты зон регионального метаморфизма высоких давлений. Новосибирск, Наука, 1977. 205 с.
25. Макрыгина В. А., Галкина Т. Н., Таусон Л. С. и др. Летучие компоненты в процессах метаморфизма, гранитизации и пегматитообразования.— В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977, с. 105—109.
26. Маракушев А. А. Физико-химическое условие генерации рудоносных флюидов и проблема источников рудного вещества.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 145—164.
27. Марков М. С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964, с. 15—20.
28. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
29. Недумов И. Б. Магматизм и пегматитообразование. М.: Наука, 1975. 235 с.
30. Никаноров А. С. Гранитные пегматиты. Проблемы генезиса и эволюции. Л.: Наука, 1979. 169 с.

31. Осипов М. А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.
32. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 317с.
33. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.
34. Поля редкометалльных гранитных пегматитов (геохимическая специализация и закономерности размещения). М.: Наука, 1976. 332 с.
35. Родионов Г. Г., Калугин Е. Н., Бушев А. Г. Магматогенные пегматиты. — В кн.: Слюдоносные пегматиты. М.: Наука, 1974, с. 127—145.
36. Россовский Л. Н., Коноваленко С. И. О Южно-Азиатском пегматитовом поясе. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 3, с. 695—698.
37. Россовский Л. Н., Чмырев В. М., Салах А. С. В ртикальная амплитуда и зональность месторождений сподуменовых пегматитов — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4, с. 943—946.
38. Россовский Л. Н., Коноваленко С. И., Чмырев В. М. Глубина формирования гранитных пегматитов (на примере Гиндукуш). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5, с. 39—54.
39. Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидно-газовые гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
40. Садовский Ю. А., Степаненко Н. И., Пушко Е. П. и др. Об основных параметрах и флюидном режиме становления редкометалльных пегматитов. — В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов. Алма-Ата, 1978, с. 51—72.
41. Салье М. Е., Глебовицкий В. А. Металлогеническая специализация пегматитов. М.: Наука, 1976. 188 с.
42. Семененко Н. П. Континентальная кора. Киев: Наукова думка, 1975. 198 с.
43. Слободской Р. М. Восстановительные интрателлурические флюиды и формирование гранитоидных батолитов. — Геол. и геофиз., 1979, № 5, с. 52—66.
44. Соболев В. С., Бакуменко И. Т. О пределах магматической кристаллизации при формировании гранитных пегматитов. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. Метаморфизм, магматизм. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1979, с. 204—224.
45. Солодов Н. А. Главные закономерности распределения редкометалльного оруденения в земной коре. — Геол. и геофиз., 1977, № 2, с. 11—23.
46. Ставров О. Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М.: Недра, 1978. 214 с.
47. Татаринов А. В., Шмакин Б. М. Средний состав, особенности распределения элементов-примесей и геохимическая специализация млароловых пегматитов (Вост. Сибирь). — Геохимия, 1976, № 2, с. 272—282.
48. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
49. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Особенности состава пегматитов, ассоциированных с гранитами разных фаций глубинности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11, с. 69—78.
50. Флюидный режим земной коры и верхней мантии/Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И. и др. Новосибирск: Наука, 1977. 213 с.
51. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971. 548 с.
52. Чупин В. П., Бакуменко И. Т., Соболев В. С. Раскристаллизованные включения расплавов в кварце гранитов рапакиви. — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 5, с. 1200—1204.
53. Шкоджинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). М.: Наука, 1976. 224 с.
54. Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
55. Шмакин Б. М. Давление как фактор геохимической специализации гранитных пегматитов. — Геол. и геофиз., 1979, № 8, с. 82—88.
56. Шмакин Б. М., Арбатская С. Н., Николаева Д. Х. и др. Содержания малых элементов в породообразующих минералах пегматитов США. — Геохимия, 1979, № 12, с. 1835—1849.
57. Эндогенное оруденение древних щитов/Казанский В. И., Звягинцев Л. И. и др. М.: Наука, 1978. 200 с.

*Институт геологии и геофизики  
СО АН СССР*

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЯСОВ, СВЯЗАННЫХ С РАЗНЫМИ ТИПАМИ МИГМАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Пегматитовые пояса разной специализации, как правило, приурочены к фаціальным метаморфическим сериям разных давлений, а внутри серии — к вполне определенным фациям метаморфизма [11, 15]. Такая закономерность привела к установлению зависимости промышленной специализации пегматитов от глубины становления пегматитовых жил [3]. В то же время изучение зональности в пегматитовых поясах показало, что практически в каждом поясе наблюдается пространственная и временная последовательность: от биотитовых безрудных («керамических») к двуслюдяным (мусковитовым), редкометалльно-мусковитовым и редкометалльным пегматитам, отражающая ряд дифференциации пегматитовых расплаво-растворов. Но максимум развития и соответственно практическую ценность (а потому и большую степень изученности и известности) имеет какой-либо один тип пегматитов. В поясах, приуроченных к дистен-силлиманитовым фаціальным сериям, это мусковитовые пегматиты, а в поясах, размещающихся в метаморфических комплексах умеренных и низких давлений (андалузит-силлиманитового типа), такое значение приобретают редкометалльные и редкометалльно-мусковитовые жилы. В зональных метаморфических комплексах границы метаморфических фаций контролируют размещение пегматитовых жил определенного типа: биотитовые пегматиты развиты в пределах ортоклаз-силлиманитовой субфации, мусковитовые — преимущественно в контурах дистен-мусковитовой или силлиманит-мусковитовой зоны, редкометалльно-мусковитовые и редкометалльные — в ставролит-гранатовой субфации, до верхних субфаций зеленосланцевой фации. При явных признаках магматического генезиса жил причиной такого контроля может быть влияние долго сохраняющегося теплового зонального поля метаморфического комплекса на размещение пегматитовых расплаво-растворов с разной температурой кристаллизации [7].

В высокотемпературных зонах амфиболитовой фации большинства метаморфических комплексов получает широкое развитие мигматизация пород с последующим выплавлением гранитных эвтектоидных магм и формированием ультраметаморфогенных автохтонных и аллохтонных гранитоидов. Совокупность полей в разной степени мигматизированных пород с массивами таких гранитоидов образует мигматитовые комплексы. Они, с одной стороны, являются результатом естественного развития процесса метаморфизма, а с другой — по своей геохимической и физико-химической сущности — коренным образом отличаются от его прогрессивного этапа. Гранитизация часто носит наложенный характер, сопровождается метасоматозом и проявляется в стадию инверсии складкообразования. Она характеризуется коренным изменением состава пород (в отличие от изохимического прогрессивного этапа метаморфизма) и появлением нового по физико-химическим свойствам состояния вещества — расплава — с совершенно иными законами эволюции.

При условии единой последовательности процесса гранитизации (плаггиомигматизация → калишпатовая мигматизация → гранит) мигматитовые комплексы, формирующиеся в разных фаціальных метаморфических сериях, имеют много различий, связанных как с геохимическими особенностями субстрата, так и со степенью проявления метасоматоза при мигматизации пород. Изучение метаморфизма и гранитизации в различных структурах миогеосинклинальной области показало, что в комплексах повышенных и умеренных давлений мигматизация идет без существенного привноса

вещества, тогда как в комплексах низких давлений она осуществляется метасоматическим путем [9].

Пегматитовые пояса обычно обрамляют зоны мигматизации и зональны по отношению к ним. Правда, зональность эта часто устанавливается с трудом и только при площадных работах из-за большой протяженности поясов и узлового расположения в них жил. При наличии аллохтонных массивов связь пегматитовых полей с ними более определена. При этом отмечается зональность как пегматитовых полей по отношению к отдельным массивам гранитоидов, так и более слабо выраженная зональность пояса в целом, контролируемая границами метаморфических фаций [4].

Таким образом, существуют пространственные и, по-видимому, генетические связи между определенными типами метаморфизма и гранитизации, с одной стороны, и специализацией сопровождающих их пегматитов — с другой. Только комплексное изучение всех трех процессов может пролить свет на причинность этих связей.

Изученные метаморфические и мигматитовые комплексы располагаются во внешней миогеосинклинальной области протерозойского складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Это дистен-силлиманитовые комплексы повышенных давлений Мамского синклиория и Патомского нагорья, метаморфический комплекс умеренных давлений Хамар-Дабана (Утуликский синклиорий на стыке мио- и эвгеосинклинальных областей) и комплексы низких давлений: Чуйский в северной части Чуйского поднятия и Миня-Абчадский в южной его части. Все они сопровождаются широким развитием мигматитов и ультраметаморфогенных гранитоидов и пегматитовыми поясами разной специализации — от керамической и мусковитовой до редкометальной и редкоземельно-редкометальной.

Зональный метаморфический комплекс Мамского синклиория и Патомского нагорья (со сменой зон от хлорит-серицитовой по периферии до алмадин-дистен-мусковитовой в его центральной части) характеризуется развитием в зонах амфиболитовой фации своеобразного пегматоидного мигматитового комплекса с массивами пегматоидных гранитов вдоль центрального антиклинального поднятия и крупным пегматитовым поясом с ярко выраженной мусковитовой специализацией. Он детально описан в работах многих исследователей [2, 6, 12, 15—18 и др.].

Важно еще раз отметить, что вследствие высокого общего и особенно флюидного давления [8] метаморфическая зональность отличается здесь широким развитием и устойчивостью до высоких температур мусковитосодержащих ассоциаций. Безмусковитовые парагенезисы и ортоклаз появляются только за дискордантной к общей зональности изоградой силлиманита, очерчивающей юго-западный поднятый блок. Высокое флюидное давление обусловило и образование на этапе гранитизации пегматит-мигматитов («гиганто-мигматитов», по Н. В. Петровской), в основном плагиоклаз-двуслюдяных, и гранитов с пегматитовыми структурами. Их жильная серия характеризуется преимущественным развитием мусковитовых пегматитов вследствие широких масштабов гидролиза полевых шпатов. Процесс аллометасоматоза, спровоцированный большими количествами воды, отделившейся при кристаллизации анатектических расплавов, затронул и плагиомигматиты (так называемые «серяки»), и пегматоидные граниты, и магматические пегматиты. Анализ минералов пегматитов и мелкозернистых (первичных) зон пегматитовых жил выявляет наличие зональности пегматитового пояса и тесное геохимическое родство его с составом мигматитов и пегматоидных гранитов. Зональность выражается в увеличении по периферии пояса содержания  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Cs$ ,  $F$  и  $Be$  в пегматитах (см. табл. 3) и слюдах из них (рис. 1).

Сравним составы гнейсовой части мамской толщи, плагио- и калишпатовых мигматитов, а также двуполевошпатовых, мусковитовых и редкометально-мусковитовых пегматитов из окраинных частей пояса. Для всех

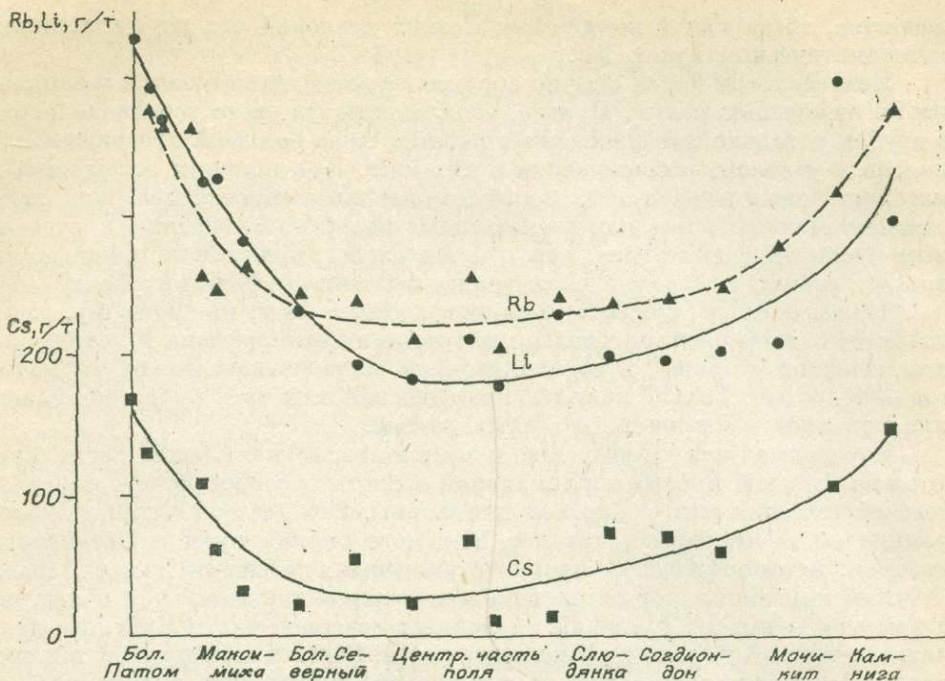


Рис. 1. Распределение Rb, Li и Cs в мусковитах кварц-мусковитового комплекса пегматитов в продольном разрезе Мамского пегматитового пояса.

этих образований, включая пегматиты, по сравнению с остальными изученными комплексами характерны высокие содержания  $Al_2O_3$ , MgO,  $H_2O$  (табл. 1). Из редких элементов (РЭ) наиболее характерны высокие (и растущие в процессе гранитизации) концентрации Ba, Sr и низкие — редких земель, а также самая низкая степень окисленности железа (наиболее восстановительная обстановка).

Утуликский (хр. Хамар-Дабан) зональный метаморфический комплекс умеренных давлений (от биотит-хлоритовой до ортоклаз-силлиманитовой зоны) также сопровождается в амфиболитовой фации мигматизацией пород [9]. Она развита намного слабее, чем на Маме, неосомы мигматитов имеет нормальные гранитные структуры. Гранитные массивы с признаками автохтонного залегания в высокотемпературных зонах в ставролитовой переходят к аллохтонному с формированием зон ороговикования в экзоконтакте.

Мигматизация в утуликской серии проходит в основном изохимическим путем: увеличение количества Si в мигматитах данной толщи является результатом роста обломочной составляющей осадков, а содержания щелочей и Fe меняются слабо (см. табл. 1). Значительные изменения наблюдаются только в анатектических выплавках.

Фронт гранитизации окаймляется здесь зональным пегматитовым поясом, включающим все разновидности пегматитов: от биотитовых и мусковитовых до редкометалльно-мусковитовых и сподуменсодержащих. Их размещение четко контролируется метаморфическими гранитами [7]: биотит-ортоклазовые пегматиты приурочены к ортоклаз-силлиманитовой зоне, мусковитовые плагиоклаз-микроклиновые — к мусковит-силлиманитовой, альбит-микроклиновые — к андалузит-ставролитовой, а сподуменсодержащие фиксируются у изограды появления ставролита. Зональность пояса очень хорошо видна по увеличению содержаний Rb и Cs в слюдах и калишпатах из пегматитов по мере нарастания их редкометальности (рис. 2,3).

Средний состав гнейсов (ГН), плагномигматитов (ПМ), калищатовых мигматитов (КМ) и гранитов (Г) в разных по давлению мигматитовых комплексах (вес. %, В — г/т)

Компонент	Мамская серия				Утуликская серия				Чуйская серия							
	Мама				Хамар-Дабан				Чуя				Абчада			
	ГН	ПМ	КМ	Г	ГН	ПМ	КМ	Г	ГН	ПМ	КМ	Г	Г <sub>1</sub>	ПМ	КМ	Г <sub>2</sub>
SiO <sub>2</sub>	65,95	67,11	67,24	72,88	61,21	66,33	68,10	72,23	67,10	70,09	73,78	75,35	75,31	64,70	74,24	73,76
TiO <sub>2</sub>	0,74	0,68	0,64	0,20	1,15	1,16	1,02	0,14	0,34	0,37	0,16	0,15	0,08	0,90	0,38	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,75	18,02	17,66	15,32	16,52	15,75	15,11	15,48	15,71	14,30	13,47	12,95	12,61	14,87	12,39	12,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,88	0,75	0,69	0,18	2,08	1,72	1,40	0,36	1,70	1,24	0,87	1,02	0,86	1,34	1,93	2,18
FeO	5,62	4,13	4,02	0,75	5,85	5,49	4,89	1,21	2,80	2,67	1,59	0,37	0,43	5,39	1,21	1,26
MnO	0,15	0,11	0,10	0,01	0,12	0,09	0,10	0,03	0,04	0,07	0,02	0,02	0,03	0,10	0,04	0,04
MgO	2,59	1,99	1,94	0,40	3,86	1,98	1,68	0,13	1,14	0,84	0,59	He	0,08	1,73	0,34	0,31
CaO	1,50	1,87	1,67	2,01	2,22	1,07	1,35	0,64	2,92	1,83	1,16	0,64	0,76	2,09	0,74	0,68
Na <sub>2</sub> O	1,87	2,79	2,35	4,31	2,33	2,14	2,51	3,65	3,38	3,55	3,00	3,27	3,96	4,68	2,90	3,23
K <sub>2</sub> O	2,96	2,29	3,25	3,88	2,76	2,89	2,63	4,68	3,64	3,75	4,73	4,89	4,73	2,54	5,36	5,40
H <sub>2</sub> O	2,10	1,24	1,29	0,51	1,50	1,17	0,82	0,77	1,02	0,99	0,62	0,47	0,26	0,63	0,31	0,31
F	0,06	0,07	0,10	0,04	0,07	0,05	0,05	0,05	0,07	0,04	0,03	0,04	0,02	0,06	0,06	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,12	0,11	0,08	0,16	0,10	0,13	0,31	0,09	0,08	0,04	He	He			
В	46				55	57	35	28	12	9	9	8	7	3,5	9	7
F <sub>0</sub> , %	13,5	15,3	14,7	19,4	26,2	23,8	22,2	22,9	37,8	31,8	35,4	73,5	66,8	20	61,5	63,5
Число проб	11			8	8	5	6	9	6	4	5	4	6	7	12	8

Примечания: 1. Здесь и в табл. 2 в мамской серии ГН — по [18], Г — по [16]; составы ПМ и КМ в мамском комплексе рассчитаны как 70% гнейсов (палеосома) и 30% плагноклазовых (для ПМ) и двучленистых (для КМ) мигматитов (неосома); Г<sub>1</sub> — гранито-гнейсы ранней гранитизации на Кутимской глыбе, Г<sub>2</sub> — граносиениты поздней щелочной гранитизации;  $F_0 = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO} \cdot 100\%$ . Приведены результаты рентгеноспектрального силикатного анализа (лаборатория СибГЕОХИ АН СССР, аналитики Т. Н. Гуничева, Л. Ф. Пискунова). 2. Во второй и третьей графах — данные пересчета, поэтому число проб не указано.

Концентрации Ва в этом направлении резко падают (рис. 4). Одновременно снижается степень упорядоченности калишпатов. График изменения концентраций редких элементов в минералах пегматитов по профилю пегматитового пояса в целом подчиняется закону распределения элементов в процессе дифференциации гранитных расплавов, богатых летучими компонентами, но образует две ветви (рис. 3, 5). Одна из них охватывает мусковитовые и биотитовые пегматиты. На нее же попадают составы минералов мигматитов и автохтонных гранитов. На другую ветвь ложатся составы минералов редкометалльных пегматитов и перемещенных частей гранитных массивов. Возможно, эти две серии пегматитовых жил являются продуктами дифференциации разных порций расплавов, связанных с неперемещенными анатектическими выплавками и их перемещенными дифференциатами. Во всех разновидностях пегматитов Утуликско-Уругудеевского пояса Хамар-Дабана наблюдаются низкие концентрации F, не меняющиеся (в отличие от других редких элементов) по профилю пояса. С этим, видимо, связаны низкие содержания и F, и Li в слюдах из пегматитов (рис. 6), которые все-таки имеют тенденцию к увеличению в редкометалльных разностях. При отсутствии рассеяния Li в слюдах он накапливается к конечным дифференциатам и кристаллизуется в виде акцессорного сподумена.

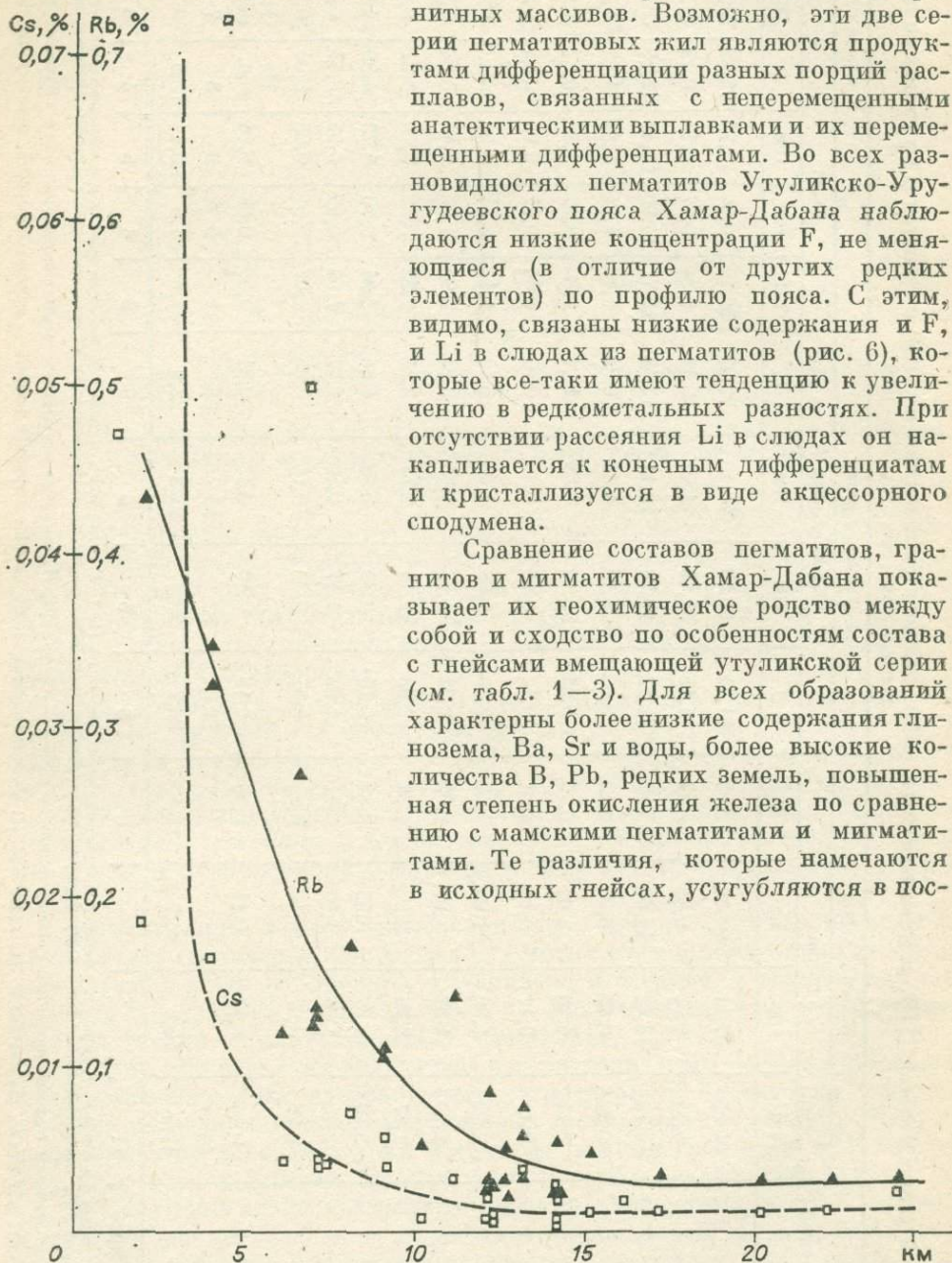


Рис. 2. Распределение Rb и Cs в мусковитах из пегматитов по профилю Утуликско-Уругудеевского пегматитового пояса (Хамар-Дабан).

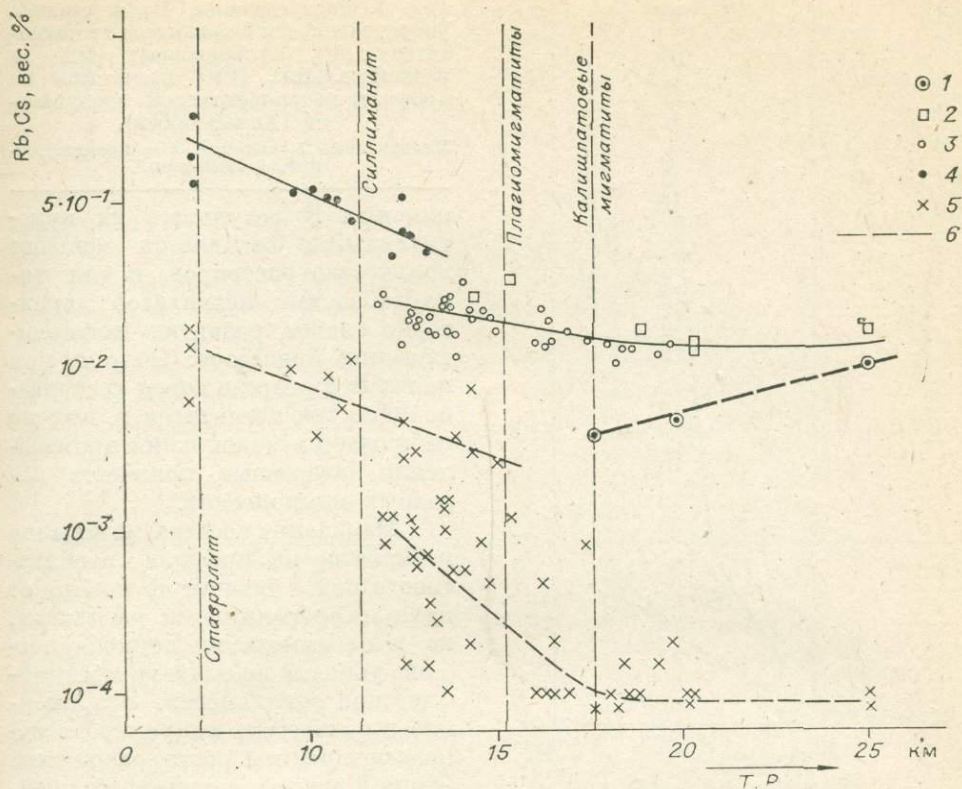


Рис. 3. Содержания Rb и Cs (5) в калишпатах по профилю метаморфической зональности.

Рубидий в калишпатах: 1 — из мигматитов, 2 — из гранитов, 3 — из мусковитовых и 4 — редкометалльных пегматитов, 6 — положение изоград. Оба элемента определены из одних и тех же проб.

ледовательности плагиомигматиты → калишпатовые мигматиты → биотитовые → мусковитовые → редкометалльные пегматиты. В условиях умеренного общего и особенно флюидного давления содержания барофильных элементов, концентрации которых в мамских мигматитах и пегматитах росли (Ba, Sr), здесь снижаются в 5–8 раз. Те элементы, которыми исходные гнейсы были обогащены (P, V, Li), в результате дифференциации резко накапливаются в пегматитах. Вследствие более низкого флюидного давления расплавы не поглощают в таких количествах воду, как

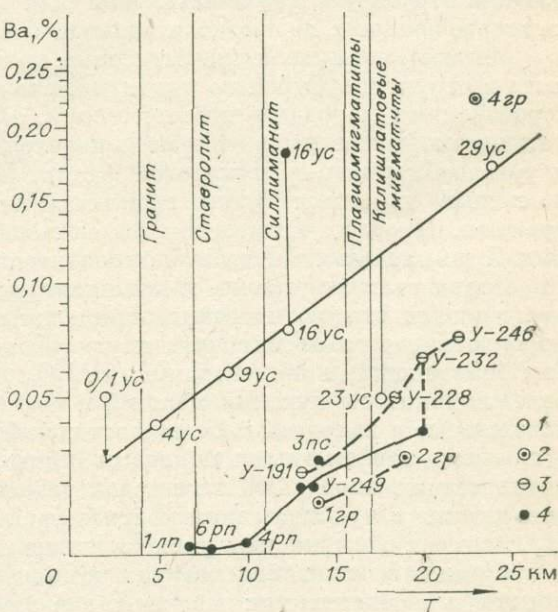


Рис. 4. Содержание Ba в биотитах (1 — метапелитов, 2 — гранитов, 3 — биотитовых и мусковитовых пегматитов) и мусковитах из мусковитовых и редкометалльных пегматитов (4) по профилю метаморфической зональности (Хамар-Дабан).

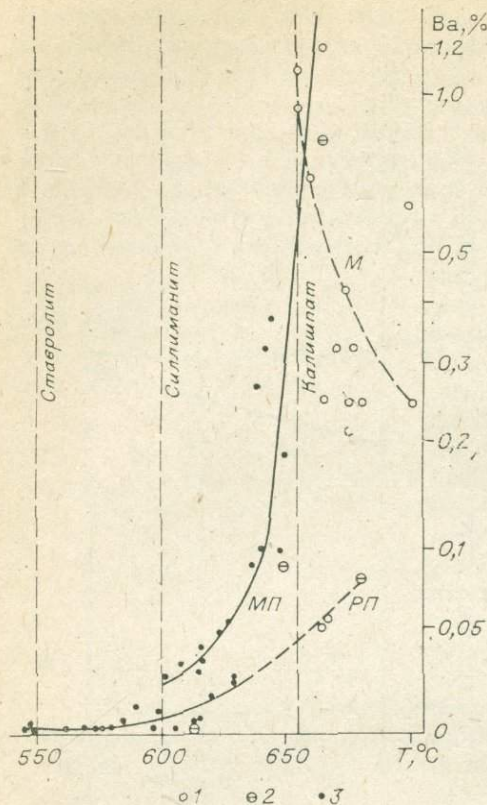


Рис. 5. Распределение Ва и степень упорядоченности калишпатов из мигматитов (М), мусковитовых (МП) и редкометалльных (РП) пегматитов по профилю метаморфической зональности (Хамар-Дабан).

Микроклины: 1—высокий, 2 — промежуточный, 3—зональный.

мамские. В результате их кристаллизации отделяется меньшее количество растворов, и для хамардабанских пегматитов характерно слабое развитие метасоматических процессов. Поэтому при наличии в разрезе пояса всех разновидностей пегматитов в них не наблюдается накопления промышленно интересных количеств полезных компонентов.

Изменение состава минералов пегматитов по профилю пегматитового пояса зависит не только от пути дифференциации расплавов, но и от изменения термобарических условий по разрезу метаморфической зональности. Это влияние выражается, например, в однонаправленном росте содержаний бария в слюдах вмещающих гнейсов, пегматитов и гранитов к вы-

сокотемпературным зонам метаморфизма (см. рис. 4), в развитии высокого микроклина и в пегматитах, и в гнейсах только в пределах калишпат-силлиманитовой зоны (см. рис. 5). В пегматитах, залегающих в более низкотемпературных зонах, где гнейсы не содержат калишпата, наблюдается максимальный микроклин. При этом в Хамар-Дабане в отличие от Мамского района [1] Ва нельзя назвать главным тормозом процесса упорядочения структуры калишпата, так как высокие микроклины имеют не только большие, но и относительно низкие концентрации Ва (см. рис. 5).

Метаморфические и мигматитовые комплексы низких давлений изучены в структуре Чуйского поднятия, сложенного в основном нижнепротерозойскими породами чуйской серии. В Северо-Байкальском нагорье они метаморфизованы в условиях перехода от ортоклаз-силлиманитовой к роговообманково-гранулитовой фации. Мигматизация пород носит наложенный характер: фронт гранитизации пересекает метаморфические границы. Процесс осуществляется метасоматическим путем с привнесением Si и K и выносом мафических компонентов толщи [12]. Сравнение среднего состава толщи с плагио- и калишпатовыми мигматитами и гранитами, прошедшими стадию частичного плавления, показывает, что вся серия пород отличается от мамского и утуликского мигматитовых комплексов еще более низкими концентрациями  $Al_2O_3$ , MgO, FeO и, главное,  $H_2O$  при более высоком содержании щелочей и кремния (см. табл. 1). Особенности, заложенные в исходном составе песчано-эффузивной толщи по сравнению с глинисто-карбонатными породами Мамы и Патомы, усугубляются при гранитизации пород. Это касается и редких элементов: снижаются и без того низкие в чуйской серии количества Li и V, падают содержания F и  $H_2O$ , сохраняется низкий уровень концентраций Nb.

«Сухая» в отношении летучих компонентов толщи порождает «сухие» продукты гранитизации: мигматиты и граниты с низким содержанием

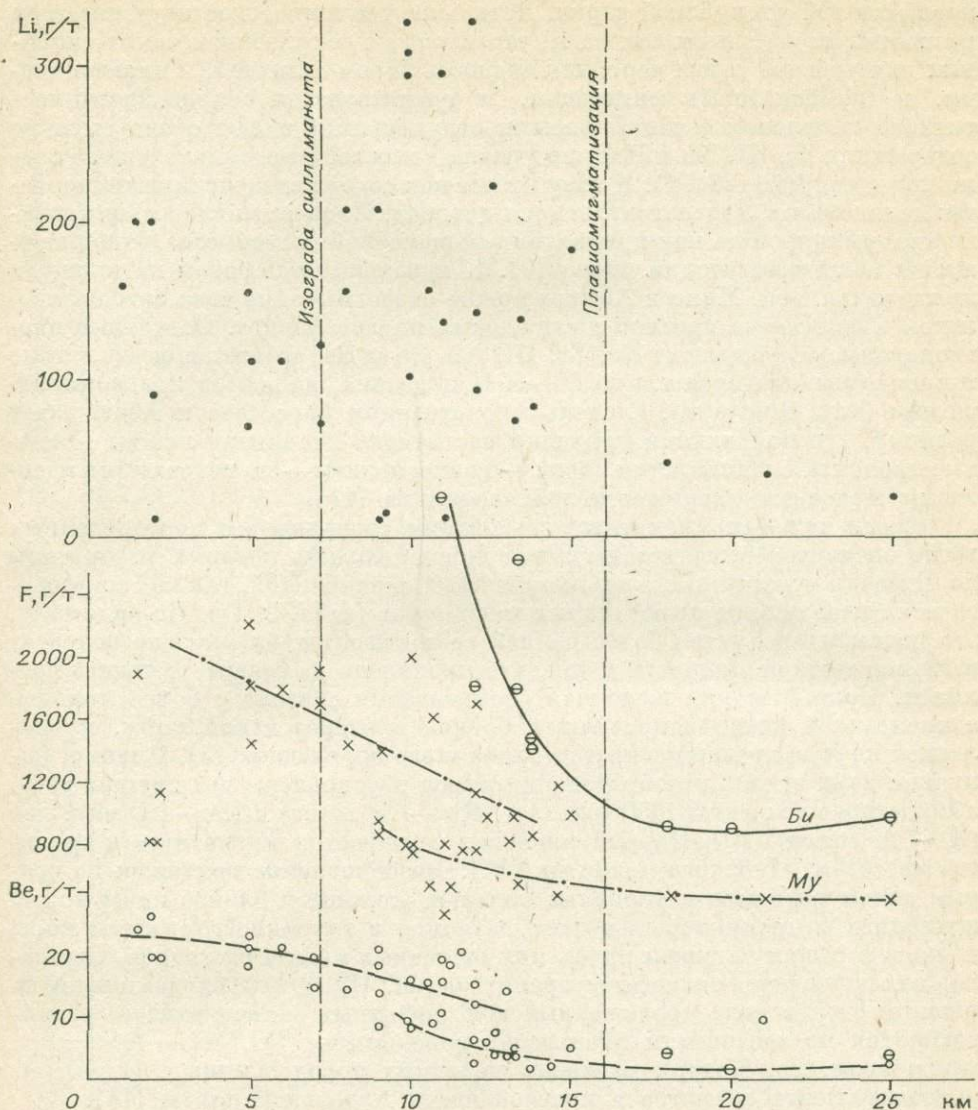


Рис. 6. Распределение Li, Be и F в слюдах из пегматитов по профилю пегматитового пояса (Хамар-Дабан).  
 Би — биотиты, Му — мусковиты.

летучих и малочисленные жилы бесплодных керамических пегматитов [12] с малыми количествами редких и летучих компонентов, особенно все тех же Li, B и F (см. табл. 3). В условиях низких давлений краевые зоны пегматитов содержат очень мало Ba, несмотря на высокие содержания его в исходной толще и мигматитах (см. табл. 2). Признаков существенной дифференциации пегматитового расплава не наблюдается, в связи с чем другие разновидности пегматитов отсутствуют. Рост содержаний K с усилением мигматизации сопровождается увеличением количества Rb. Но в пегматитах при дальнейшем увеличении роли K количество Rb снижается (см. табл. 3), возможно, также по причине недостатка летучих компонентов.

Еще один мигматитовый комплекс низких давлений изучен в междуречье рек Бол. Миня и Абчада, на Кутимской глыбе (блок в юго-западной части Чуйского поднятия), сложенной интенсивно мигматизированными

породами той же чуйской серии. Детальное геохимическое изучение всех разновидностей пород глыбы показало, что наряду с сохранением таких типичных для чуйской серии черт, как бедность бором и литием, и плагиопороды, и калишпатовые мигматиты, и гранитогнейсы с признаками частичного плавления (гранофировыми структурами) имеют очень высокие содержания Zr, Hf, Nb и PЗЭ, по уровню сопоставимые только с щелочными породами (см. табл. 1). К тому же все они содержат щелочные темноцветы: лепидомелан, гастингсит, эгирин-диопсид. Процесс мигматизации можно квалифицировать как приразломный щелочной метасоматоз, проявляющийся как сиенитизация пород [9]. К неизменным породам на площади междуречья Бол. Мини и Абчады можно отнести только тела ортоамфиболитов и некоторые прослои диопсидовых плагиосланцев. Остальные плагиопороды, обогащенные Na, Zr, Hf, Nb, Sn и Be, содержащие щелочные темноцветные минералы и до 40—50% андезина, являются плагиомигматитами (или фенитами). Степень мигматизации нарастает к Абчадскому разлому, где появляются признаки частичного плавления пород. Конечные продукты сиенитизации пород — граносиениты — по петрохимии идентичны щелочным гранитам и лейкогранитам [13].

Среди темневых мигматитов по низким содержаниям перечисленных выше элементов выделяется группа пород, выходы которых разбросаны по площади междуречья и не имеют четких ограничений, так как морфологически неотличимы от остальных мигматитов (табл. 2, Г<sub>1</sub>). По-видимому, это реликты продуктов более ранней гранитизации, близкой по возрасту и геохимической сущности к той, что проявлена на севере Чуйского поднятия. Более поздняя щелочная гранитизация связана с более молодой активизацией консолидированных блоков протерозойской коры, проявленной по зонам разломов краевого шва и его оперяющих [5]. Видимо, наличие двух этапов преобразования пород обусловлены две группы цифр абсолютного возраста: 1650 млн. лет (Rb — Sr метод) и 350—450 млн. лет (K — Ar метод) [10]. Первый совпадает с возрастом мигматитов и гранитов на севере Чуйского поднятия [12]. Возобновление подвижек по старым зонам разломов в условиях большей жесткости блоков коры может приводить к проникновению этих разломов в глубокие горизонты коры и мантию с поступлением вдоль них щелочных магм и растворов, определивших щелочную специфику гранитизации. Продукты их деятельности фиксируются в виде протяженных зон щелочных метасоматитов, развивающихся по тектонитам (Даванская зона смятия [5], Миня-Абчадское междуречье, хр. Кодар), массивов щелочных пород (Сынныр, Бурпала), редкометаллических гранитов в краевой части Алданской плиты [14].

Та же геохимическая специфика четко проявлена и в пегматитовой жильной серии, сопровождающей миня-абчадский мигматитовый комплекс. Пегматиты имеют здесь необычную редкометалльно-редкоземельную специализацию, развиты по всей площади междуречья Бол. Мини и Абчады, поле их зонально относительно Абчадского разлома. С севера на юг наблюдается смена биотитовых двуслюдяных пегматитов амазонитовыми и альбитизированными редкометалльно-редкоземельными. В отличие от пегматитовых поясов Мамы и Хамар-Дабана вся серия пегматитовых жил характеризуется низкими концентрациями B, Li, Ba, Sr, H<sub>2</sub>O и высокими — F, Rb, Pb, PЗЭ, Nb и Ta (табл. 3). В хамардабанских пегматитах обогащение Rb, Nb и Ta происходило только в редкометаллических членах пояса. На Кутимской глыбе повышенные содержания этих редких элементов отмечаются в мелкозернистых краевых зонах пегматитов всех разновидностей, начиная с биотитовых.

Таким образом, и при наиболее интенсивном участии метасоматоза в процессе гранитизации пород даже в поздних жильных дериватах этого процесса — пегматитовой серии — сохраняются некоторые геохимические особенности вмещающей толщи (низкие концентрации B, Li, Sr, H<sub>2</sub>O),

Средние содержания РЭ (г/т) в гнейсах (ГН), плагиомигматитах (ПМ), калишпатовых мигматитах (КМ) и гранитах (Г) разных мигматитовых комплексов

Эле- мент	Мама				Хамар-Дабан				Чуя				Абчада					
	ГН	ПМ	КМ	Г	ГН	ПМ	КМ	Г	ГН	ПМ	КМ	Г	Г <sub>1</sub>	ПМ	КМ	Г <sub>2</sub>		
Li	68	54	50	27	77	69	37	105	14	19	7	18	2,5	54	10	3,2		
Rb	128	96	112	118	98	112	87	108	87	139	141	192	303	170	154	366		
Cs	He опр.				6,5	6	3,4	10	He опр.			7	4	He обн.	6,7	8,2	2,6	3,5
Ba	860	860	3420	5500	785	638	464	400	1665	910	1040	890	250	1062	754	390		
Sr	551	558	767	820	212	150	216	60	440	246	170	165	26	94	61	31		
Pb	12	12	12	24	11	28	30	18	11	9,9	17,5	18	58	27	24	40		
Sn	He опр.			2	2,3	5,9	4,5	4,0	2,2	1,4	1,7	3	5,4	9,2	9	10		
Be	1,6	1,7	1,3	1,3	1,7	1,3	1,2	4,0	2,4	1,1	1,2	2,4	6,5	5,3	5,7	5,3		
La	28	15	13	3,2	36	45	41	10	20	45	40	37	9,2	62	140	147		
Ce	94	45	30	32	104	110	78	30	75	76	100	94	28	135	198	202		
Nd	29	16	11	9	38	38	37	10	20	34	40	30	11,5	58	111	94		
Yb	5,5	2,2	He опр.		4,5	4,6	3,5	0,5	2,1	3,4	2,4	1,4	3,9	7,2	12,9	17,3		
Y	29	25	18	3,4	31	33	38	4,5	13	21	23	9	26	64	101	115		
Zr	188	He опр.			222	195	212	65	127	135	181	53	126	1417	785	689		
Hf	6	» »			7,8	6	8	2,9	4,5	4,8	5,4	2,6	3,6	24,6	24,2	19,8		
Nb	9,9	» »			12,6	11	13,6	18,4	5,8	8,7	6,8	4,6	20,6	40,6	58,5	93		
Ta	0,8	» »			1,4	1,8	1,2	2,0	He обн.		1,1	He обн.	1,5	1,6	1,8	3,5		

Примечание. Анализы на Li, Rb, Cs выполнены методом пламенной фотометрии (Т. Н. Галкина, Л. С. Таусон), спектральным методом: Ba, Sr — Е. С. Костюкова; Pb, Sn — Л. А. Сомина, Be — Л. Л. Петров; РЭЭ — Е. В. Смирнова; химико-спектральным с предварительным обогащением — Zr, Hf, Nb, Ta — Л. Д. Макагон, Л. А. Чувашова, С. Н. Арбатская. Точность методик см. в [19].

Таблица 3

Средние содержания петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в мелко- и среднезернистых зонах пегматитов, сопровождающих разные мигматитовые комплексы

Компонент	Мама			Хамар-Дабан				Чуя	Абчада		
	БМ	М	РМ-М	БМ	М	РМ-М	РМ	Кв-ПШ	Б	Амазонитовые	РМ-РЗ
SiO <sub>2</sub>	70,17	66,30	74,32	75,42	75,48	73,63	73,39	73,70	73,73	76,15	76,94
TiO <sub>2</sub>	0,08	He обн.	0,18	0,40	0,04	0,02	He обн.	0,01	0,12	0,18	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,75	20,10	14,44	13,85	13,99	15,34	17,54	15,22	13,41	11,77	12,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	2,00	0,28	0,45	0,43	0,38	0,24	1,00	1,23	1,40	0,76
FeO	0,90		0,71	0,97	0,64	0,73	0,90		0,48	0,36	0,36
MnO	0,03	He обн.	0,02	0,04	0,03	0,13	0,06	He обн.	0,05	0,05	0,01
MgO	0,42	0,50	0,16	0,04	0,01	He обн.	He обн.	0,03	0,11	0,14	0,03
CaO	1,24	1,60	1,03	0,80	0,57	0,35	0,10	1,20	0,94	0,47	0,37
Na <sub>2</sub> O	2,14	3,10	4,40	3,69	4,62	4,36	2,88	3,51	3,44	3,13	6,46
K <sub>2</sub> O	6,40	4,18	3,31	3,70	3,08	2,17	2,89	6,50	5,79	5,45	1,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	He опр.	He опр.	0,06	0,19	0,27	0,34	0,10	0,14		He	обн.
F	»	»	0,076	0,017	0,025	0,041	0,025	He обн.	0,175	0,115	0,030
H <sub>2</sub> O	1,34	1,60	0,86	0,66	0,71	1,26	0,67	0,20	0,32	0,41	0,53
B	He	опр.	919	138	232	151	51	36	6	4	8
Li	28	45	52	45	58	78	He опр.	16	3	He	опр.
Rb	178	240	358	81	61	251	640	144	434	640	45
Cs	He опр.	12	33	3	1,5	11	90	He обн.	6	12	He обн.
Ba	2850	2100	175	225	215	71	15	45	283	45	36
Sr	425	325	85	93	40	97	30	90	29	12	<10
Pb	55	46	45	33	29	12	4,6	26	43	57	34
Sn	3	4	5	2,7	5,4	75	168	1,2	4,3	3,5	40
Be	2,2	4	9	2,3	3,8	41	55	1,4	7	6,5	23
La	18	30	<5	—	—	—	—	—	16	—	18
Ce	58	140	<20	—	—	—	—	—	35	—	33
Nd	20	26	<3	—	—	—	—	—	13	—	17
Yb	He опр.	He опр.	1,4	1,1	1,1	0,5	—	0,7	23	8	10
Y	8	14	13	3,6	4,0	1,7	1,4	3	48	20	90
Zr	He опр.	He опр.	23,5	97	30	58	37	6	208	30	40
Hf	»	»	1,4	5,5	1,6	4	5	0,4	7	1,6	2,6
Nb	»	»	5,7	2,5	5,1	26,4	70	<0,4	28	16,4	108
Ta	»	»	2,4	—	0,8	8,5	29	<0,3	1,5	8	72
F <sub>0</sub>	8,2	30	30,4	31,6	40	34	21	—	72	79,5	67,8
Число проб	6	5	12	4	4	21	2	2	6	1	3

Примечания: 1. Пегматиты: Б — биотитовые, БМ — двуслюдяные, М — мусковитовые, РМ-М — редкометалльно-мусковитовые, РМ — редкометалльные, РМ-РЗ — редкометалльно-редкоземельные, Кв-ПШ — кварц-полевошпатовые (без слюд). 2. Состав редкометалльно-мусковитовых пегматитов Мама в отношении Li, Rb, Cs, Pb, Sn и Be по [17]. F<sub>0</sub> — степень окисленности железа.

хотя специализацию пегматитов определяет состав гранитизирующих растворов. Так, в чуйском мигматитовом комплексе, залегающем в той же толще, но мигматизированной с участием растворов иного состава, геохимические особенности толщи нашли отражение, а редкометалльно-редкоземельная специализация пегматитов отсутствует.

Совместное изучение геохимии процессов метаморфизма, гранитизации и пегматитообразования показывает, что существуют очень сложные зависимости между составом толщ, термодинамическими параметрами этих процессов, которые во многом наследуются от главного этапа метаморфизма, и составом и степенью участия эндогенных флюидов.

Процесс гранитизации во всех изученных мигматитовых комплексах идет путем последовательного увеличения в породах количеств  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  с уменьшением содержаний остальных компонентов. Но при переходе от мигматитовых комплексов, сопровождающих метаморфические серии высоких давлений, к комплексам умеренных и низких давлений наблюдается уменьшение содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{H}_2\text{O}$  и повышение  $\text{SiO}_2$  на всех стадиях гранито- и пегматитообразования. Со снижением давления возрастает степень окисления железа в метаморфитах, мигматитах и пегматитах (переход от восстановительной к более окислительной обстановке) и увеличивается щелочность мигматитовых и гранитных ассоциаций.

Огромную роль в создании структурных, геохимических и металлогенических особенностей мигматитовых комплексов и пегматитовых поясов играет флюидный режим. Высокое флюидное давление в метаморфических поясах дистен-силлиманитового типа обеспечивает широкие поля устойчивости водосодержащих слюдистых минералов. Сохранение этого режима на этапе гранитизации и пегматитообразования обуславливает пегматоидный тип гранитизации и мусковитовую специфику пегматитов. С переходом к умеренным и низким давлениям флюида в толщах сокращаются поля устойчивости водных минералов, образующиеся анатектические границы содержат меньше воды, относительно которой возрастает роль В, F, R. В зависимости от поступления или отсутствия глубинных флюидов образуются серии «керамических», редкометалльных, а при участии щелочных ювенильных растворов — редкометалльно-редкоземельных пегматитов. С понижением флюидного давления растет роль метасоматической гранитизации и привноса ювенильного вещества. Но на всех этапах гранито- и пегматитообразования сохраняется влияние геохимических особенностей вмещающей среды. Следовательно, главная масса вещества мигматитов, гранитов и пегматитов заимствовалась из метаморфических толщ. При этом термодинамические условия (главным образом флюидный режим), сложившиеся при метаморфизме толщ данного состава в определенной тектонической обстановке, обуславливают и тип гранитизации, а также появление, геохимические особенности и пути эволюции гранитных и пегматитовых расплавов, что в конечном итоге создает металлогеническую специализацию пегматитовых поясов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Афонина Г. Г., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Барий- и рубидийсодержащие калиевые полевые шпаты. Новосибирск: Наука, 1978. 110 с.
2. Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.
3. Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов.— Геол. рудных месторожд., 1960, № 1, с. 45—54.
4. Емельянов Е. А., Полетаев И. А., Вишняков Н. П. О региональной зональности в одном из пегматитовых поясов Восточной Сибири.— В кн.: Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. Иркутск, 1976, с. 7—19.

5. Лобанов М. П., Охотников И. А. Структурно-формационные комплексы глубинных разломов и зон смятия (Байкальская горная область).— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 7. М.: Наука, 1976, с. 112—123.
6. Макагон В. М. Пегматоидные граниты зон регионального метаморфизма высоких давлений. Новосибирск: Наука, 1977. 205 с.
7. Макрыгина В. А. Роль метаморфической зональности в размещении пегматитов и мигматитов различного состава.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, с. 55—64.
8. Макрыгина В. А. Условия формирования пегматитовых поясов в протерозойских метаморфических комплексах.— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 238—247.
9. Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 285 с.
10. Мануйлова М. М., Гурулев С. А., Васьковский Д. П. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.—Л.: Наука, 1964. 225 с.
11. Никаноров А. С. О тепловом режиме формирования керамических и слюдоносных пегматитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11, с. 18—26.
12. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.
13. Пономарева А. П., Налетов Б. Ф. Минеральный состав гранитоидов в связи с химизмом. Новосибирск: Наука, 1979. 180 с.
14. Скурский М. Д. Эндогенные редкометалльные формации юго-западной окраины Алданского щита.— В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 110—112.
15. Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. М.—Л.: Наука, 1970. 190 с.
16. Чесноков В. Н. Геология и генезис мусковитовых пегматитов.— В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975, с. 182—190.
17. Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. 368 с.
18. Шмакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. Новосибирск: Наука, 1969. 278 с.
19. Эмиссионный спектральный анализ геохимических проб/Райхбаум Я. Д., Костюкова Е. С., Кузнецова А. И. и др. Новосибирск: Наука, 1976. 279 с.

*Институт геохимии им. академика  
А. П. Виноградова  
СО АН СССР*

**А. В. Спиридонов**

### **МЕТОДИКА ВОЗРАСТНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И КАРТИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ В МУСКОВИТОНОСНЫХ РАЙОНАХ**

(на примере Мамской провинции мусковитовых пегматитов)

До недавнего времени все жильные образования гранит-пегматитовых полей Мамской провинции именовались пегматитами. По методике [6, 7] составлялись отдельные карты их размещения по структурам пегматитов, составу полевых шпатов, слюдам и акцессориям. Однако эти карты были недостаточно информативными, так как не давали представления о структурах пегматитовых полей, не вскрывали взаимоотношений между породами различного состава и облика. Но накопленный исследователями материал [1—5, 9 и др.] о разновозрастности пегматитов давал возможность повысить информативность геологических карт за счет отражения на них гранитов и пегматитов разного возраста и генезиса. Начиная с 1971 г. автор предпринял первые попытки составления таких карт. К настоящему времени они созданы для многих узлов и полей провинции.

Гранит-пегматитовые поля сложены древними плагиоклазовыми и молодыми плагиоклаз-калишпатовыми гранитоидами. Первые формируются в заключительную стадию инверсионного и в начальную стадию позднеинверсионного периодов на этапе прогрессивного метаморфизма амфи-

Сравнительная характеристика разновозрастных гранитоидов и пегматитов

Возраст гранитоидов	I			II			
	Пегматоидные плагиограниты, плагиограниты гнейсовидного сложения $\Gamma_M$	Пегматоидные плагиограниты, плагиограниты массивного, реже гнейсовидного сложения $\Gamma_1^1$	* Плагиограниты, гранодиориты $\Gamma_1^2$	Плагиопегматиты $\Pi_1$	Пегматоидные граниты, граниты $\Gamma_2^1$	Граниты, пегматоидные граниты $\Gamma_2^2$	Плагиоклаз-кальцикатовые пегматиты $\Pi_2^2$
Признаки сравнительной характеристики							
Минеральный состав (об.%). В скобках размер минералов, см	Кв 25—40 Пл 56—70(0,3—5) Кшп 2—3(2—3) Му 5—8(2—3) Би Редок	32 63(0,3—5) 3(1—3) 2(1—3) Редок	31 61(0,3—2) 3 2(0,5—0,7) 3(0,5—0,7) —	По составу соответствуют плагиогранитам	29 40(до 3—5) 28(до 10) 0,5(до 1) 0,5(до 1) 2(0,2—0,5)	28 30(0,2—3) 36(0,2—3 до 7) 3(0,5—1) 3(0,5—1) Редок	Соотношение между ПЛ* и Кшп, Би и Му изменчиво. В среднем состав гранитный
Структура	Гранитовая, гипидиоморфнозернистая, порфиоровидная, реже микрографическая		Гранитовая, порфиоровидная	Пегматитовая, у контактов гранитовая, гипидиоморфнозернистая	Микропегматидная, гранобластовая, гранитовая, аplitовая, микрографическая	Гранитовая, гипидиоморфнозернистая	Пегматитовая, у контактов — гранитовая, аplitовая, гипидиоморфнозернистая
Текстуры	Гнейсовидные	Массивные, редко гнейсовидные у контактов	Массивные	Массивные, редко пятнистые	Массивные, пятнистые	Массивные	Массивные, реже пятнистые

Возраст гранитоидов	I				II		
Особенности минералов	Слюды чешуйчатые, обычно изогнуты, скорлуповаты	Слюды таблитчатые, биотит иногда мелколейстовый	Слюды призматические, таблитчатые	Слюды скорлуповатые, изогнутые	Слюды чешуйчатые, биотит иногда микролейстовый	Слюды призматические	Слюды часто с естественными гранями
Внутреннее строение	Участковое, реже массивное		Массивное	Участково-зональное	Участковое, реже массивное	Массивное	Зональное, участково-зональное
Залегание	Согласные простые, чаще сложные залежи с ксенолитами и скпалитами метаморфитов		Согласные и секущие тела	Согласные, секущие тела	Секущие, редко согласные тела		
					Чаще сложные сетчатые залежи и массивы		
Контакты	Постепенные	Резкие, реже постепенные	Резкие	Резкие, с гранитами $\Gamma_M - \Gamma_1^1$ постепенные	С метаморфитами и гранитоидами $\Gamma_M - \Pi_1$ резкие с зонами закалки		
							С гранитами $\Gamma_2^1 - \Gamma_2^2$ резкие, реже постепенные
Генезис	Метаморфогенно-метасоматический	Магматический	Магматический	Магматический, реже сегрегационно-метасоматический	Магматический		

\* Цп — плагиоклаз, Кпш — калиевый полевой шпат, Би — биотит, Му — мусковит.

Таблица 2

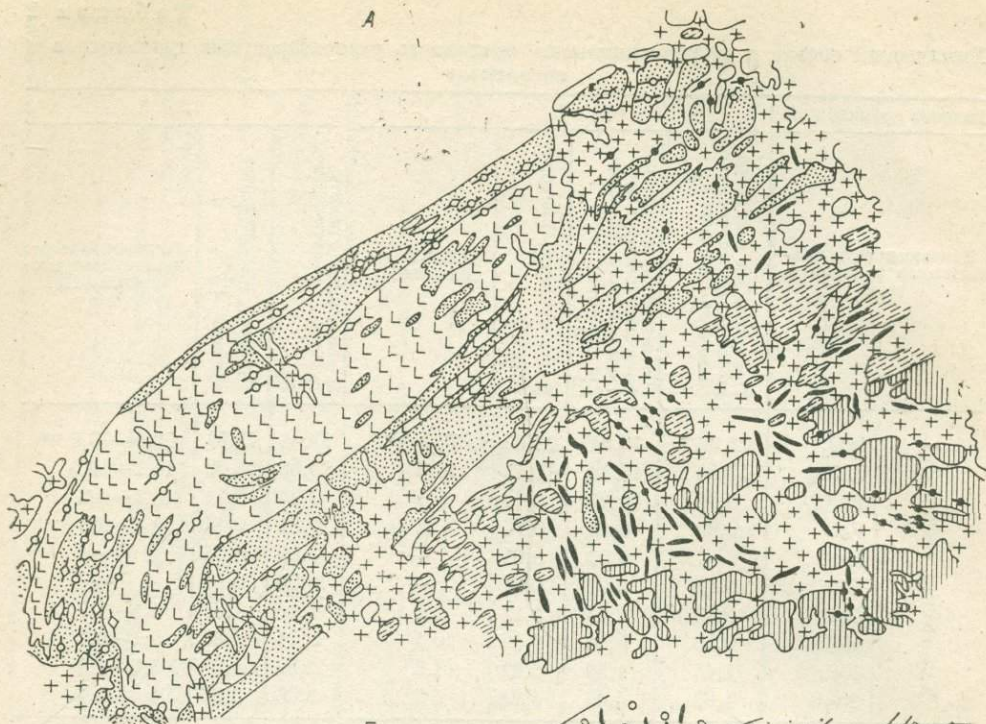
## Химический состав и декрепитационная активность разновозрастных гранитоидов и пегматитов

Возраст гранитоидов		I				II			
Разновидности гранитоидов и пегматитов		Пегматоидные плагиограниты, плагиограниты гнейсовидного сложения $\Gamma^1$ M	Пегматоидные плагиограниты массивного, реже гнейсовидного сложения $\Gamma^1$	Плагиограниты, гранодиориты $\Gamma^2$ $\Gamma^1$	Плагиопегматиты $\Pi_1$	Пегматоидные граниты, гранит-аплиты, $\Gamma^1$ $\Gamma^2$	Граниты, магматоидные граниты $\Gamma^2$	Плагиоклаз-кальциплатовые пегматиты $\Pi_2$	
Химический состав (%)	SiO <sub>2</sub>	72,36 *	73,84	72,60	72,5 **	73,91	73,51	72,5—73,0 **	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,50	15,82	16,11	16,6	15,56	15,29	14,7—16,0	
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,27	0,39	0,1	0,39	0,41	0,1—0,2	
	FeO	0,80	0,46	0,76	0,3	0,31	0,47	0,4—0,5	
	MnO	—	0,02	0,01	—	0,03	0,01	—	
	TiO <sub>2</sub>	0,13	0,07	0,20	—	0,05	0,11	—	
	CaO	3,13	2,54	2,21	2,6	1,60	1,37	1,1—1,7	
	MgO	0,26	0,24	0,52	0,1	0,21	0,26	0,1—0,2	
	K <sub>2</sub> O	1,45	1,39	2,21	1,5	3,52	4,27	4,7—4,8	
	Na <sub>2</sub> O	4,62	4,84	4,23	5,7	3,95	3,38	3,5—4,4.	
Содержание металлов, редких и рассеянных элементов (%)	Ba · 10 <sup>-2</sup>	Нет данных	20	9	Нет данных	14	23	Нет данных	
	Sr · 10 <sup>-2</sup>	ных	7	13		6	9		
	Pb · 10 <sup>-3</sup>		6	4		9	9		
	Zn · 10 <sup>-2</sup>		—	—		—	1		
	Mn · 10 <sup>-2</sup>		4	3		5	2		
	Ti · 10 <sup>-1</sup>		2	4		1	2		
	V · 10 <sup>-3</sup>		2	2		—	1		
	Li · 10 <sup>-2</sup>		2	—		1	—		
	Be · 10 <sup>-4</sup>		12	4		8	5		
	Sn · 10 <sup>-4</sup>		1	—		4	4		
	Cu · 10 <sup>-3</sup>		3	2		4	4		
Mo · 10 <sup>-4</sup>		3	3		6	5			
Характер декрепитограмм	Общий фон спокойный, ниже, чем в других гранитоидах. Выражен среднетемпературный *** максимум				Общий фон выше, чем в $\Gamma_1$ , кроме среднетемпературного слабо проявлены два других максимума декрепитации		В гранитах, аплитах проявлен среднетемпературный, а в пегматоидных гранитах — слабо два других максимума. Общий фон в $\Gamma_2^2$ выше, чем в $\Gamma_2^1$		Общий фон выше, чем в других гранитоидах. Проявлены все три максимума декрепитации; они интенсивнее, чем в $\Gamma_2$

\* Материалы В. Н. Чеснокова [8].

\*\* Материалы А. Г. Бушева [1].

\*\*\* Низкотемпературный максимум декрепитации в интервале 140—260°, среднетемпературный 320—440°, высокотемпературный 540—820°, с температурой декрепитации соответственно 180, 360, 580°C.



- |   |   |   |   |    |
|---|---|---|---|----|
| а | + | + | + | 1  |
| б | × | × | × |    |
| а | ▤ | ▥ |   | 2  |
| б | ▧ |   |   |    |
| а | ▨ | ▩ |   | 3  |
| б | ▪ |   |   |    |
| а | ▫ |   |   | 4  |
| б | ▬ |   |   |    |
|   | ▭ |   |   | 5  |
|   | ▮ |   |   | 6  |
|   | ▯ |   |   | 7  |
|   | ▰ |   |   | 8  |
|   | ▱ |   |   | 9  |
|   | ▲ |   |   | 10 |
|   | △ |   |   | 11 |
|   | ▴ |   |   | 12 |
|   | ▵ |   |   | 13 |

болитовой фации [4, 5] в такой последовательности: гнейсовидные пегматоидные плагиограниты ( $\Gamma_M$ ), пегматоидные плагиограниты главной фазы ( $\Gamma_1^1$ ), плагиограниты, гранодиориты дополнительной фазы ( $\Gamma_1^2$ ), плагиопегматиты ( $\Pi_1$ ) и плагиогранит-аплиты ( $\Gamma_1^3$ ) жильной фазы. Плагиоклаз-калишпатовые гранитоиды образуются в позднеинверсионный период [5] этапа активизации толщи и блоково-глыбовых деформаций. Они представлены пегматоидными гранитами, гранитами, гранит-аплитами главной фазы ( $\Gamma_2^1$ ), гранитами, пегматоидными гранитами дополнительной фазы ( $\Gamma_2^2$ ) и плагиоклаз-калишпатовыми пегматитами ( $\Pi_2$ ). Граниты  $\Gamma_2$  и плагиограниты  $\Gamma_1$  являются материнскими для пегматитов  $\Pi_2$  и  $\Pi_1$ . Пегматиты образуют эпигенетические (залегают в метаморфитах или в гранитоидах  $\Gamma_M$ ,  $\Gamma_1 - \Pi_1$  для пегматитов  $\Pi_2$ ), субсингенетические (апофизы гранитов) и сингенетические (залегают в материнских гранитах) тела.

Образования  $\Gamma_M$ ,  $\Gamma_1 - \Pi_1$  в различной степени микроклинизированы и мусковитизированы [8]. Среди гранитов  $\Gamma_1^1$  и  $\Gamma_2^1$  выделены тела, по сложению и внутреннему строению являющиеся переходными между гранитами и пегматитами. Их целесообразно называть пегматитоподобными породами.

Мусковитовые месторождения связаны с пегматитами  $\Pi_1$  и  $\Pi_2$ . Промышленный мусковит в них имеет соответственно разный возраст. Ценность провинции определяется в основном пегматитами  $\Pi_2$ . Жилы, связанные с плагиопегматитами  $\Pi_1$ , составляют примерно 10% от общего числа промышленных жил. Мусковит в них обычно более низкого качества, чем в пегматитах  $\Pi_2$ .

Расчленение и картирование гранитоидов по относительному возрасту и петрографическим типам производится по совокупности минералогическо-петрографических, геологических (залегание, морфология, характер контактов с метаморфитами, взаимоотношения друг с другом), геохимических и декрептометрических признаков (табл. 1,2). Оно в какой-то мере является картированием по генезису, так как различия пегматитов обусловлены неоднородностью физико-химических и динамических условий формирования.

Легенда геологической документации основана на петрографическом принципе. Она предусматривает сбор информации, согласно общепринятым и ведомственным руководствам. Легенда геологических карт включает разновозрастные граниты, пегматиты, гранит-пегматиты, их петрографические типы (по структурам — пегматоидные граниты, граниты, гранит-аплиты; по слодам и аксессуариям — биотитовые, биотит-мусковитовые, мусковит-биотитовые, мусковитовые, бесслюдные, гранатовые, безгранатовые) и микроклинизированные образования.

Трудность расчленения и картирования гранитоидов обусловлена высокой их концентрацией в толще метаморфитов, разнообразием залега-

Рис. 1. Схемы размещения разновозрастных гранитов, пегматитов и промышленно мусковитоносных жил (А — Мочикитское поле, Чуйское месторождение, Б — центральная часть Витимского месторождения).

1 — пегматоидные граниты  $\Gamma_2^1$  (а) и граниты  $\Gamma_2^2$  (б); 2 — плагиоклаз-калишпатовые пегматиты  $\Pi_2$  (а) и промышленные жилы, с ними связанные (б); 3 — пегматоидные плагиограниты  $\Gamma_1^1$  и пегматитоподобные породы (а) и плагиограниты  $\Gamma_1^2$  (б); 4 — плагиопегматиты  $\Pi_1$  (а) и промышленные жилы, с ними связанные (б); 5 — дистен-гранат-биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы; 6 — биотитовые гнейсы, кварцито-гнейсы, графит-биотитовые гнейсы, кристаллические известняки; 7 — дистен-гранат-двуслюдяные, гранат-двуслюдяные сланцы и гнейсы; 8 — биотитовые, кварц-биотитовые, двуслюдяные гнейсы и сланцы; 9 — биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и их разности с магнетитом; 10 — доломитовые кристаллические известняки; 11 — гранат-биотитовые, дистен-гранат-биотитовые гнейсы; 12 — кристаллические известняки, графит-биотитовые гнейсы; 13 — биотитовые, гранат-биотитовые, дистен-гранат-двуслюдяные гнейсы.

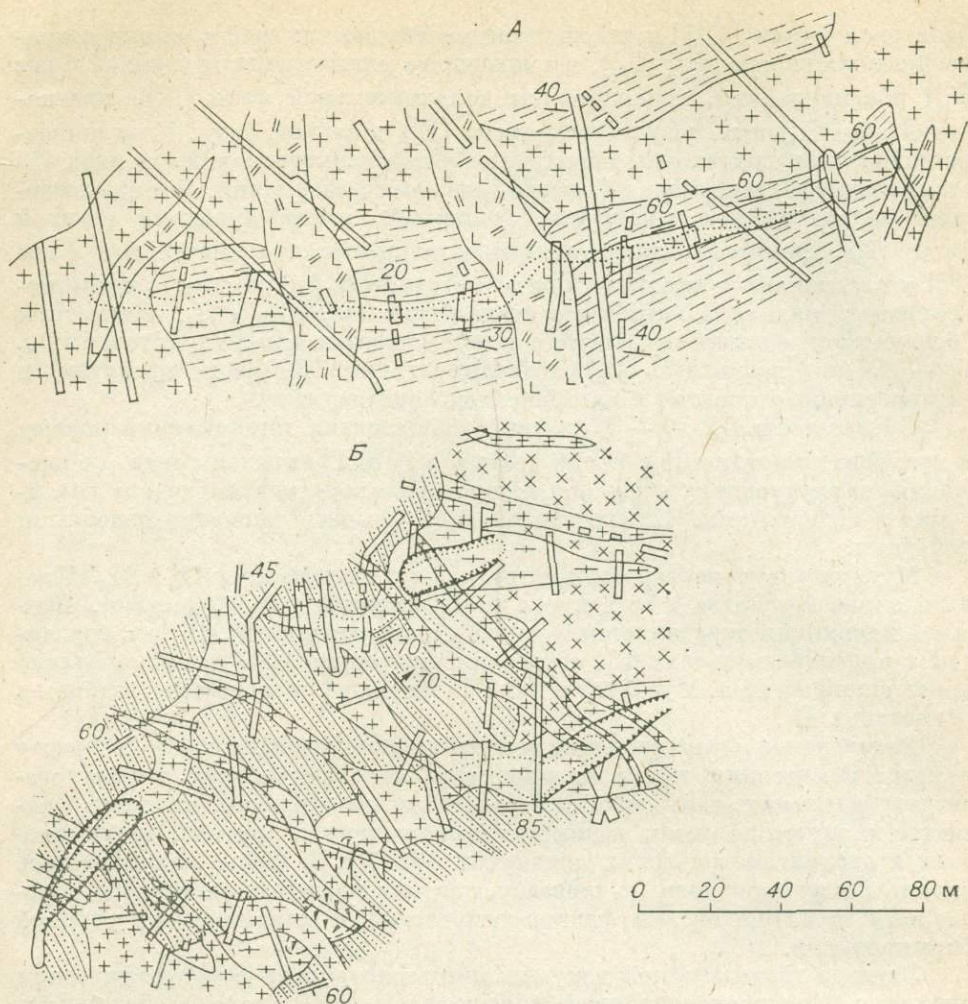
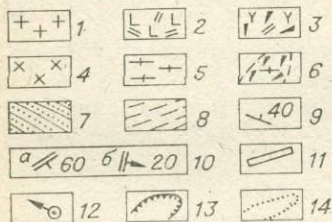
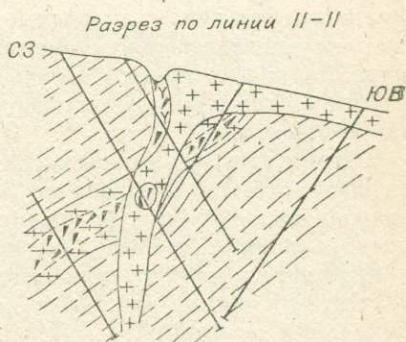
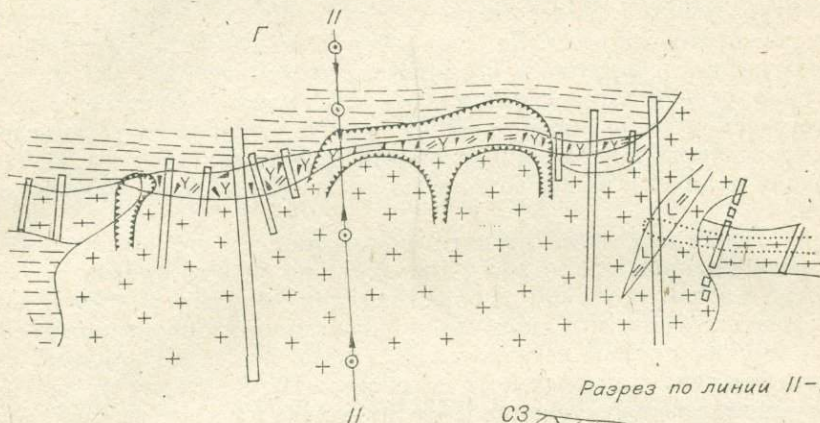
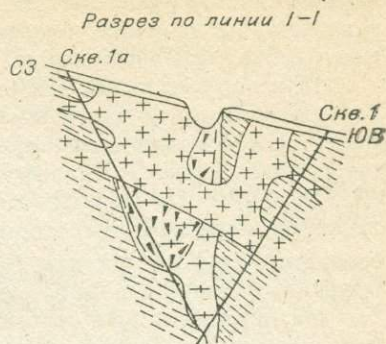
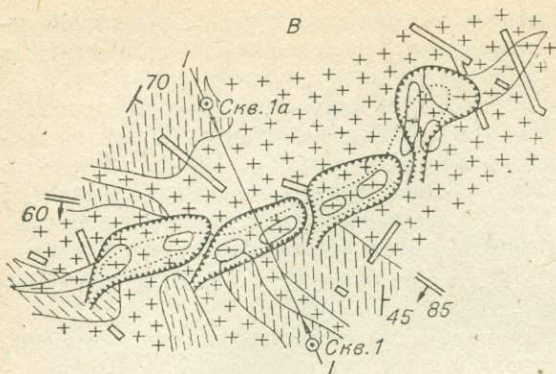


Рис. 2. Различные соотношения промышленно мусковитосодержащих разновозрастных пегматитов  $P_1$  и  $P_2$  и разновозрастных гранитов (А — жила 270 гольца Надеждинского, Б, В — жилы 370 (Б) и 380 (В) гольца Сбросового, Г — жила 137 гольца Надеждинского. Мочикитское поле, Чуйское месторождение).

1 — пегматоидные граниты  $G_2^1$ ; 2 — плагиоклаз-калишпатовые пегматиты  $P_2$  с крупнокристаллическим биотитом и мусковитом кварц-мусковитовой ассоциации; 3 — промышленно-мусковитосодержащий плагиоклаз-калишпатовый пегматит  $P_2$  (жила 137); 4 — пегматоидные плагиограниты  $G_1^1$ ; 5 — плагиопегматиты  $P_1$  с крупнокристаллическим пластинчатым и лейстовым биотитом и мусковитом, находящимся с ним в сростании; 6 — пегматит  $P_1$  с промышленным содержанием мусковита вне контура блока подсчета запасов; 7 — гранат-биотитовые, биотитовые гнейсы; 8 — дистен-гранат-

ния и ориентировки, сложностью форм, слабой обнаженностью и общностью некоторых структурно-минеральных ассоциаций. Боковые зоны пегматитов  $P_1$  и  $P_2$  по составу и структуре похожи на граниты  $G_1$  и  $G_2$  или, что бывает реже, друг на друга. Микроклинизированные гранитоиды  $G_1$  —  $P_1$  при интенсивном проявлении процесса иногда похожи на образования  $G_2$  —  $P_2$ . Главное их отличие от гранитоидов  $G_2$  —  $P_2$  состоит в неравномерном цепочечном распределении индивидов и агрегатов калишпата в основной плагиоклазовой массе, отсутствии графических калишпатовых структур и высоком содержании скорлуповатых биотита и мусковита по нему. Графические, неяснографические структуры плагиоклазового состава пегматитов  $P_2$  могут быть приняты за пегматиты  $P_1$ ;



двуслюдяные, гранат-двуслюдяные сланцы и гнейсы; 9—залегание сланцеватости гнейсов и сланцев; 10 — залегание контактов пегматитов П<sub>1</sub> с метаморфитами (а) и гранитами Г<sub>2</sub><sup>1</sup> (б); 11 — разведочные выработки; 12 — буровые скважины; 13 — эксплуатационные карьеры; 14 — контур блока подсчета запасов мусковита.

при ограниченном объеме информации плагиограниты Г<sub>1</sub><sup>1</sup> могут быть приняты за Г<sub>1</sub><sup>2</sup>, а граниты Г<sub>2</sub><sup>1</sup> — за Г<sub>2</sub><sup>2</sup>. Расчленение усложнено еще и тем, что производится при поисках, когда информация, получаемая по телам гранитов и пегматитам разного возраста, далеко не равнозначна, так как выработки, ориентированные вкост искомым объектов (пегматитовых жил П<sub>1</sub> и П<sub>2</sub>), вскрывают другие образования под углом от 0 до 90°.

Общность структурно-минеральных ассоциаций и ограниченный объем информации обуславливают иногда неоднозначность определения относительного возраста и петрографического типа жильного образования при документировании. Из гранитоида в этом случае отбираются монофракции для исследований декрептометрической характеристики кварца, опти-

ческих свойств и состава плагиоклазов, калишпатов и слюд. Вопрос об относительном возрасте решается при составлении геологической карты с использованием материалов лабораторных исследований.

При документации жильное образование изучается в такой последовательности: по полевым шпатам его относят к гранитоидам I или II возраста или к микроклинизированным образованиям  $G_m, G_1 - П_1$ ; далее по структуре, слоению решается вопрос о его принадлежности к гранитам ( $G_m, G_1, G_2$ ) или к пегматитам ( $П_1, П_2$ ); и, наконец, по составу, структуре, текстуре, слюдам и аксессуариям производится разделение плагиогранитов соответственно на граниты  $G_m, G_1^1, G_1^2$ , а гранитов  $G_2$  — на  $G_2^1$  и  $G_2^2$ . Одновременно решается вопрос о петрографическом типе.

На первой стадии составления карты, после нанесения информации, отрисовываются основные стратиграфические подразделения и выясняется структура участка. Далее создается принципиальная модель структуры гранит-пегматитового поля. За основу берут залегание, ориентировку тел разновозрастных гранитов и пегматитов, установленные для изучаемой территории, отработанные схемы для смежных или находящихся в сходных в геологическом отношении условиях участков, а также установленные закономерности их залегания в целом для провинции (см. табл. 1). Каркасом модели являются прослеженные по простиранию тела гранитов и пегматитов.

При обработке моделей пегматитовых полей, пространственно связанных с материнскими гранитами (Довгакитские, Тахтыганские месторождения), во многом помогают наблюдения над мелкими телами и зонами сингенетичных пегматитов, которые по залеганию и ориентировке тождественны крупным телам пегматитов  $П_2$ . Здесь же часты пологие, субгоризонтальные тела сингенетичных пегматитов  $П_2$ . Критерии их диагностики следующие: резкие изменения ширины выхода и «тупые выклинивания»; параллельность границ выходов горизонталям рельефа; резкая смена на глубину структурно-минеральных ассоциаций, отражающая зональность по мощности.

При построении схем и составлении геологической карты учитываются литология метаморфитов, их физико-механические свойства, тип и возраст складчатых и разрывных нарушений, характер метаморфических преобразований пород. Так, гранитоиды  $G_m, G_1 - П_1$  чаще залегают в метапелитах и контролируются складками северо-восточного направления, надвигами, зонами смятия и диафтореза этапа прогрессивного метаморфизма; образования  $G_2 - П_2$  залегают в породах разного состава и физико-механических свойств. Они контролируются системой разрывов, связанных со сбросами, сбросо-сдвигами, сдвигами, будинажем, складками и складчатыми изгибами этапа активизации и блоково-глыбовых деформаций. Степень проявления их литологического контроля зависит от интенсивности, плана деформаций, кинематики формирования полостей и физико-механических свойств метаморфитов. Гранитоиды  $G_2 - П_2$  при диагонально- и поперечносекущем залегании нередко экранируются пачками, пластами метапелитов или гранитоидами  $G_m, G_1 - П_1$  и тупо выклиниваются. Образования  $G_1 - П_1$  в пластичных породах ведут себя чаще как хрупкие тела, подвергаются разрыву и вмещают граниты  $G_2$  и пегматиты  $П_2$ , ориентированные косо по отношению к ним, а в хрупких метаморфитах — как пластичные.

При составлении полевой и окончательной геологических карт, после создания модели структуры гранит-пегматитового поля, отрисовываются тела разновозрастных гранитов и пегматитов. При этом по всей совокупности геологической информации (а также по результатам лабораторных исследований монофракций) решается вопрос об относительном возрасте тел гранитоидов, по которым была получена неоднозначная информация в процессе первичной документации.

Детальность расчленения и достоверность схем структур гранит-пегматитовых полей определяется масштабом работ. При съемках масштабов 1 : 25 000 — 1 : 50 000 в зависимости от степени насыщенности толщи разновозрастными гранитами, пегматитами, сложности форм и разнообразия условий их залегания отражаются непосредственно тела гранитов  $G_m$ ,  $G_1$ ,  $G_2$  и пегматитов  $P_1$  и  $P_2$  или области их преимущественного распространения с выделением полей и кустов пегматитов  $P_1$  и  $P_2$ . Если на территории съемки имеются участки детальных работ, то обработанные для них схемы структур залежей гранитов и пегматитов переносятся с учетом литологии и тектоники на другие площади.

При детальных работах (масштабы 1 : 10 000 — 1 : 2 000) отражаются все известные разновозрастные образования, а схемы структур и размещения уточняются и совершенствуются при повышении детальности поисков.

Карты размещения разновозрастных гранитов и пегматитов по сравнению с ранее составлявшимися более информативны: по ним легко установить пространственно-временные соотношения между разновозрастными гранитами, пегматитами и геологической средой, детализировать литологические, структурные и магматические факторы их размещения (рис. 1). Они имеют важное значение при прогнозе, поисках и разведке месторождений мусковита, так как позволяют прогнозировать тип пегматитов с определенным качеством и ассортиментом мусковита (рис. 1, А), выбирать перспективные площади для поисков и ревизионных поисково-разведочных работ, рациональное направление и плотность сети выработок, эффективнее применять известные положения методики поисков в различных геологических условиях. Эти карты помогают более уверенно интерпретировать материалы поискового и разведочного бурения и повышать достоверность подсчета запасов мусковита.

В результате разделения пегматитов мамской провинции на граниты и пегматиты оказалось, что последние составляют 10—12% объема гранитоидов, а промышленно слюдоносным из них в отдельных узлах является каждое второе тело. Это свидетельствует о высокой потенциальной мусковитоносности пегматитов и необходимости предварительной оценки с поверхности всех их тел, а наиболее перспективных, но непромышленных с поверхности — на глубину.

Расчленение и картирование гранитоидов позволяют при поисках повысить полноту выявления промышленных жил, а при разведке — избежать ошибок в блокировке, повысить точность количественной оценки запасов мусковита (рис. 2) и правильно реконструировать залегание, морфологию пегматитов в сложных геологических условиях (рис. 2, Г). Это сокращает затраты на траншейные работы, опробование и повторные геологоразведочные и добычные работы на одних и тех же участках.

Широкое внедрение картирования гранитоидов по относительному возрасту в мусковитоносных районах позволит создать современные геологические карты — основу научного прогноза месторождений, систематизации структур пегматитовых полей и создания объемных моделей узлов и кустов промышленных жил.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бушев А. Г. Гранитоиды мамско-оронского комплекса и их связь с пегматитами. — В кн.: Слюдяные пегматиты. М.: изд. ВИМС, 1974, с. 7—15.
2. Завалишин М. А., Чесноков В. Н. Некоторые закономерности формирования и размещения пегматитовых жил в Мамском районе. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. 6 (27). Иркутск, 1960, с. 64—78.
3. Никаноров А. С. Слюдяносные пегматиты зоны обильных инъекций Чуйского района. — В кн.: Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых. Л., 1960, с. 83—100.

4. Соколов Ю. М. Пегматиты Мамской слюдоносной провинции Северо-Байкальского пегматитового пояса. — В кн.: Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 130—219.
5. Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л.: Наука, 1970. 189 с.
6. Тимофеев И. Н. О методике детального геологического картирования гиганто-мигматитового типа слюдоносных пегматитов. — Разведка и охрана недр, 1958, № 7.
7. Чесноков В. Н., Завалишин М. А. Площадное структурно-минералогическое картирование мусковитовых пегматитов. — В кн.: Сборник статей по обмену опытом работы. Иркутск, 1959.
8. Чесноков В. Н. Условия формирования пегматитов в Мамском мусковитовом районе. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975, с. 182—191.
9. Шмакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов. М.: Наука, 1969. 278 с.

*ИГО «Иркутскгеология»*

**В. В. Бутвин, В. И. Федоров**

### **ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ И ХИМИЗМ НЕКОТОРЫХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ**

Большинство исследователей полагают, что закономерности пространственного размещения мусковитовых пегматитов в Северо-Байкальской мусковитовой провинции определяются наложенными складчатыми и разрывными нарушениями, поэтому их изучению отводится особое внимание [3, 8].

В северо-западном крыле Мамского синклиория в разное время были выделены Согдиондонская, Орлякская, Кочектинская, Слюдянская, Правоасанкинская, Березовская, Дудинско-Арагатско-Большесеверская, Колотовско-Малосеверская, Камчатская флексуры и сопровождающие их разрывные нарушения, определившие закономерности размещения калишпатовых пегматитов.

Вопросы геологии и генезиса этих структур рассматривались в работах [1, 4, 8], освещающих главные их особенности, к которым следует отнести: наложенный характер флексур по отношению к линейным структурам северо-восточного простирания, связь флексур с глубинными разломами, активную роль пластичных масс при формировании флексур, наличие в ядрах флексур штоков гранито-гнейсов, контролирующую роль флексур в размещении мусковитовых пегматитов.

Однако строение флексур и закономерности размещения промышленных слюдоносных жил в их пределах изучены недостаточно. Попытаемся рассмотреть этот вопрос на примере Согдиондонской, Правоасанкинской, Березовской, Дудинско-Арагатско-Большесеверской и Колотовско-Малосеверской структур с привлечением материалов по геохимии некоторых пегматитообразующих минералов.

Строение надразломных флексур зональное, что выражается в закономерной смене от ядерных частей флексур к их периферии условий образования мелких складчатых и разрывных нарушений, определивших особенности размещения тел мусковитовых пегматитов разной морфологии. По морфологическим особенностям жил на площади влияния каждого флексурного изгиба выделяются две зоны: согласных и субсогласных, секущих жил. Границы между ними устанавливаются довольно четко (рис. 1).

Согласные и субсогласные жилы ленточной, пластообразной, линзовидной и четковидной форм распространены в ядерных частях флексур. Они располагаются в залежах так называемых гигантомигматитов, круп-

ных телах гранит-пегматитов, образуют свиты ветвящихся пластообразных жил и изолированные тела калишпатовых пегматитов.

Залежи гигантомигматитов, крупные массивы гранит-пегматитов и свиты пластообразных тел сложены в разной степени перекристаллизованными гнейсо-пегматитами, первичные разности которых представляют собой унаследованно-полосчатые и диабластические мелкозернистые породы гранитного состава, хорошо сохранившиеся в краевых частях массивов и на участках с низкой концентрацией зон ослюденения. Калишпатовые мелкозернистые пегматиты (пегматоидные граниты, по В. М. Макагону) в этой зоне являются продуктами процессов переплавления гнейсо-пегматитов и кристаллизации расплава на месте. Четкие секущие контакты с гнейсо-пегматитами фиксируются весьма редко. Чаще имеют место постепенные переходы, выражающиеся в увеличении крупности кристаллов породообразующих минералов, появлении порфиробласт микроклина, исчезновении первичных полосчатых структур гнейсо-пегматитов.

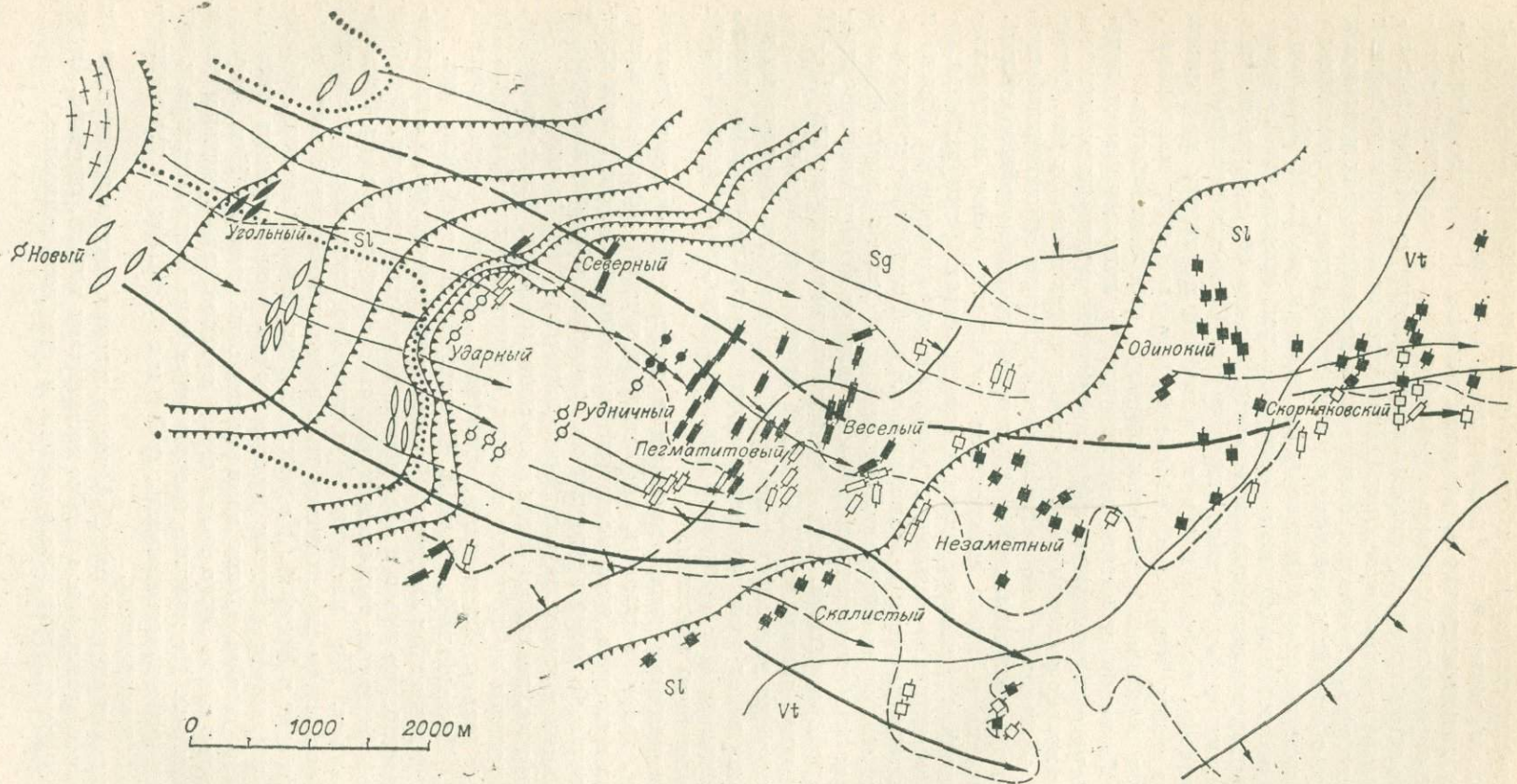
Крупноблоковые пегматиты локализуются в антиклинальных перегибах под экранами вмещающих пород и внутрипегматитовых ксенолитов, а также в полостях отслоения во внутренних частях жильных тел. Состав пегматитов, вмещающих зоны ослюденения, варьирует от плагиоклазового до микроклин-плагиоклазового, структура гипидиоморфнозернистая. Непосредственно в зонах ослюденения пегматиты имеют плагиоклаз-микроклиновый и микроклин-плагиоклазовый состав. Текстура большинства зон асимметрично-зональная: кварцевое ядро находится близко к кровле, а полевошпатовая мономинеральная зона примыкает к нему снизу. Промышленные концентрации мусковита связаны с пегматоидными зонами. Кристаллы мусковита имеют клиновидную форму, ельчатое строение, часто деформированы. Выход крупноразмерного мусковита (I + II групп) в среднем составляет 17,3—15,7% от забойного сырца.

Зоны секущих жил охватывают периферийные части флексурных изгибов. В этих зонах распространены внутрипластовые секущие жилы, а также слюдоносные зоны, локализующиеся в телах, выполняющих сквозные прямолинейные раздвиги.

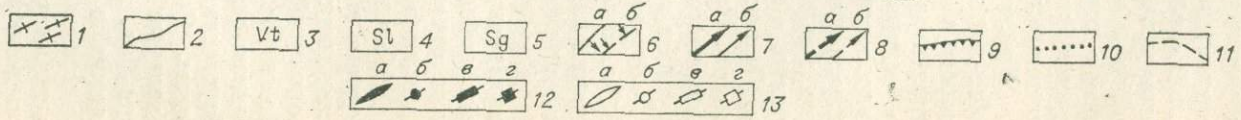
Внутрипластовые жилы залегают в пластах биотитовых, гранат-биотитовых, кварц-биотитовых, амфиболовых и гранат-биотит-амфиболовых гнейсов и сланцев, которые по физико-механическим свойствам являются относительно более хрупкими по сравнению с перекрывающими и подстилающими пачками двуслюдяных дистенсодержащих сланцев.

Полосы жил, локализованных в сквозных прямолинейных раздвигах, хорошо выражены на площади влияния Согдиондонской флексуры, где охватывают гольцы Незаметный, Одинокий, Восток, Скорняковский, Сороковой, Перевальный, Низкий, Скалистый, Высокий (см. рис. 1). Во флексурных изгибах Луговско-Колотовских месторождений они встречаются относительно редко и охватывают небольшие площади. В районе Березовской флексуры такие жилы располагаются на гольцах Пегматитовом, Ягодном. На площади Дудинско-Арагатско-Большесеверской флексуры «сквозные» пегматитовые тела развиты в северной части гольцов Бол. Арагат и Еремиха. На участках этих гольцов полости, образованные в результате слияния кулисообразно расположенных трещин, выполнены крупными телами калишпатовых пегматитов. Как правило, в таких телах имеет место целая серия кулисообразно расположенных слюдоносных зон. По падению пегматитовые тела и заключенные в них зоны ослюденения прослеживаются до 200 м и более. Форма тел и слюдоносных зон пластинчатая.

В отличие от ядерных частей флексур, в зонах секущих жил контакты калишпатовых пегматитов с гнейсо-пегматитами четкие, секущие. Внутреннее строение секущих жил зональное и участково-зональное.



0 1000 2000 м



Зональные жилы располагаются в непосредственной близости к зонам согласных жил. Области их распространения представляют собой своеобразные переходные участки от зон, в которых находятся согласные жилы с пегматоидным мусковитом, к зонам секущих жил с кварц-мусковитовым типом ослюденения. В центральных частях зональных жил располагаются кварцевое ядро и полевошпатовая зона с характерным желтовато-розовым и желтым микроклином. Далее следует графическая зона, а на контактах с вмещающими породами развиты оторочки гипидиоморфно-зернистого пегматита. Промышленное ослюденение в жилах связано в основном с пегматоидными зонами. Кристаллы мусковита обычно клиновидные, ельчатые, для них характерны крупные размеры. Цвет слюды зеленовато-бурый. Выход крупноразмерного мусковита (I + II групп) от забойного сырца в среднем для данного типа жил равен 16—14%. Кварц-мусковитовый замещающий комплекс имеет резко подчиненное значение.

На самых крайних периферийных частях флексур развиты секущие жилы с участково-зональным внутренним строением. Основной разновидностью пегматитов в этих жилах является пегматит апографической и неяснографической структур существенно микроклинового и плагноклаз-микроклинового состава, на фоне которого выделяются мелкие пегматоидные участки. Гипидиоморфнозернистые разновидности слагают приконтактовые части тел и реже, в виде реликтов, наблюдаются в их центральных частях, разделяя участки пегматитов неяснографической и апографической структур. Основное промышленное значение в жилах имеют мусковит в ассоциации с биотитом и мусковит кварц-мусковитового замещающего комплекса. У пегматоидного мусковита в большинстве объектов — подчиненное значение.

Кристаллы мусковита в ассоциации с биотитом распространены по крупным и мелким трещинам в грубозернистых разностях пегматитов, имеют пластинчатое строение, легко щиплются. Кварц-мусковитовый замещающий комплекс развит по трещинам в краевых частях жил и между отдельными блоками полевого шпата, окружая и замещая последние. Для мусковита из зон кварц-мусковитового замещения характерны плотные кристаллы размером до 5×5 см. Кварц-мусковитовый комплекс является основным источником радиодетального мусковита. Средний выход крупноразмерного мусковита (I + II групп) по секущим жилам периферийных частей флексур составляет 4—7%, а радиодетального — 14—16% от забойного сырца. Закономерности размещения жил с разным групповым составом мусковита иллюстрируются рис. 2.

Секущие жилы, как отмечалось выше, сгруппированы в отдельные узкие полосы и створы, ориентированные нормально к простиранию флексурных изгибов. Наиболее четко такие полосы и створы жил проявлены в северных крыльях флексур (см. рис. 1). Таким образом, южные фланги полос и створов оказываются наиболее приближенными к центральным частям флексур, а северные — относительно удаленными. В соответствии с этим в каждой полосе-створе жил выход крупноразмерного мусковита увеличивается от жилы к жиле по направлению с севера на юг, а радиодетального — с юга на север.

Рис. 1. Расположение слюдоносных жил в пределах Согдиондонской флексуры.

1 — Согдиондонский шток гранитогнейсов; 2 — границы стратиграфических подразделений; метаморфические породы свит: 3 — витимской, 4 — слюдянской, 5 — согдиондонской; 6 — оси складок этапа линейной северо-восточной складчатости (а — антиклинальных, б — синклинальных); оси складок этапа наложенной деятельности: 7 — антиклинальных (а — третьего порядка, б — четвертого, пятого, шестого порядков), 8 — синклинальных (а — третьего порядка, б — четвертого, пятого, шестого порядков); 9 — разрывные нарушения типа сдвига-надвигов; границы области распространения жил: 10 — согласных, 11 — с преобладанием крупноразмерного пегматоидного мусковита; слюдоносные жилы с преобладанием: 12 — радиодетального мусковита над крупноразмерным (а — согласные, б — секущие трубообразные, в — секущие брусковидные, г — секущие пластинчатые), 13 — крупноразмерного мусковита над радиодетальным (а — согласные, б — секущие трубообразные, в — секущие брусковидные, г — секущие пластинчатые).

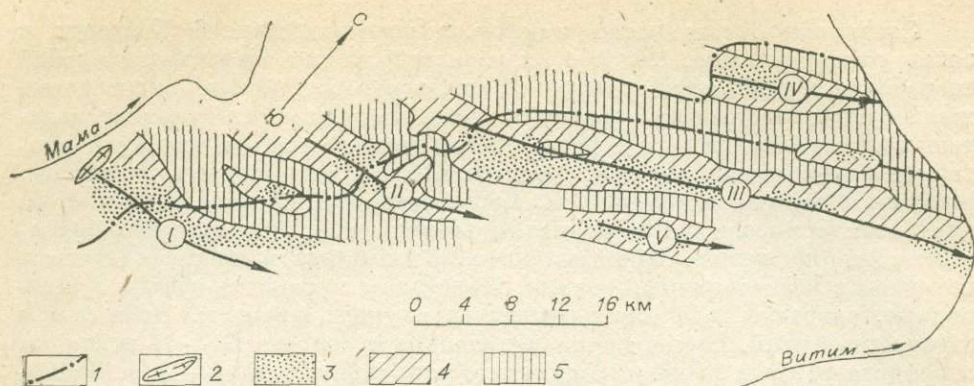


Рис. 2. Размещение слюдоносных жил с разным групповым составом мусковита на площади Луговско-Колотовских месторождений.

Флексуры: I — Правоасанкинская; II — Березовская; III — Дудинско-Арагатско-Большесевская; IV — Колотовско-Малосевская; V — Старательская. 1 — простирание осей изоклинальных складок этапа линейной северо-восточной складчатости; 2 — Правоасанкинское тело гранито-гнейсов; 3 — области распространения жил с пегматоидным типом ослюденения; области распространения секущих жил с преобладанием: 4 — крупноразмерного пегматоидного мусковита над радиодетальным, 5 — радиодетального мусковита над крупноразмерным пегматоидным.

Теперь можно сделать следующие выводы.

1. В направлении от ядерных частей флексур к их периферии зоны согласных и субсогласных жил сменяются зонами секущих жил (преимущественно к северу от центральной части флексур). Асимметричное строение пегматитовых полей обусловлено первичной анизотропией толщи и характером залегания пород.

2. В ядерных частях флексур слюдоносные калишпатовые пегматиты формируются на месте путем переплавления гнейсо-пегматитов. В зонах секущих жил они имеют первично инъекционную природу и являются перемещенными.

3. Переход от зон согласных к зонам секущих жил сопровождается уменьшением отношения в жилах крупноразмерного мусковита к радиодетальному  $C_{I+II}/C_{рд}$ , что однозначно устанавливается на треугольных диаграммах: мусковит I + II групп — радиодетальный мусковит — мусковит III группы + скрап (рис. 3). В зоне секущих жил отношение  $C_{I+II}/C_{рд}$  продолжает закономерно уменьшаться по мере удаления от центральных частей флексур.

4. Отношение  $C_{I+II}/C_{рд}$  характеризует преобладание в жилах того или другого типа мусковита. Изменение соотношения разных типов мусковита в жилах по следующей схеме: пегматоидный мусковит → пегматоидный мусковит + мусковит по биотиту + мусковит кварц-мусковитового замещающего комплекса (в подчиненном количестве) → мусковит по биотиту + мусковит кварц-мусковитового замещающего комплекса + пегматоидный мусковит (в подчиненном количестве) приводит к постепенному уменьшению  $C_{I+II}/C_{рд}$ .

Генетические типы мусковита различаются не только по размеру и внешнему виду кристаллов, но и по химическому составу, что в конечном итоге определяется изменением во времени и пространстве свойств щелочности-кислотности слюдообразующих растворов [9]. Можно полагать, что образование мусковита в каждой из зон происходило в определенной по химизму среде, которая постепенно изменялась от ядерных частей флексур к их периферии.

Для проверки этого положения был проанализирован химический состав мусковита по биотиту из 10 жил Согдиондонской и 7 жил Колотовско-Малосевской флексур. Кроме того, были использованы химические

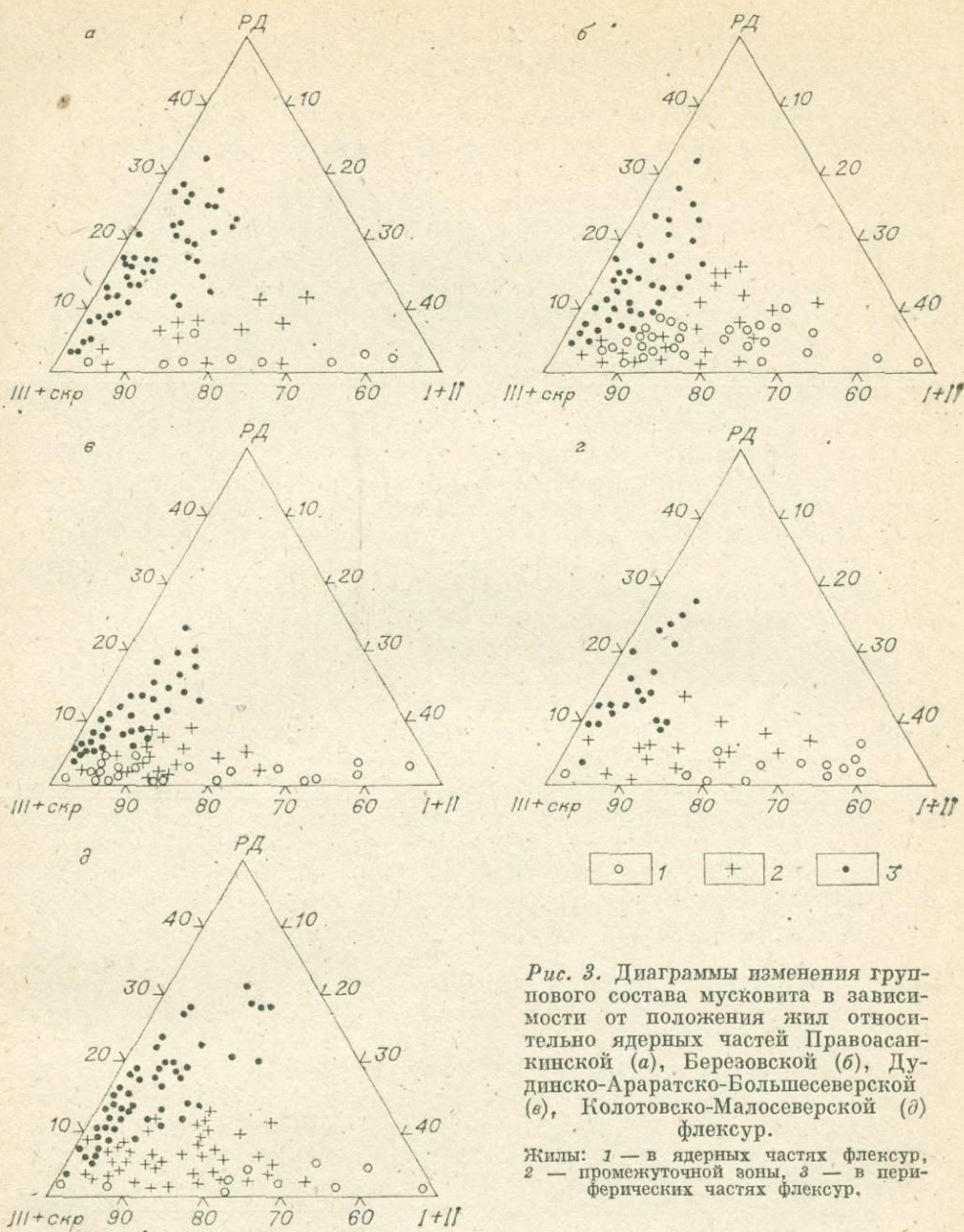


Рис. 3. Диаграммы изменения группового состава мусковита в зависимости от положения жил относительно ядерных частей Правосанкинской (а), Березовской (б), Дудинско-Арагатско-Большесеверской (в), Колотовско-Малосеверской (г) флексур.

Жилы: 1 — в ядерных частях флексур, 2 — промежуточной зоны, 3 — в периферических частях флексур.

анализы мусковита \* из плагиоклазовых, плагиоклаз-микроклиновых и микроклиновых пегматоидных зон, в разной степени удаленных от ядерных частей Колотовско-Малосеверской и Дудинско-Арагатско-Большесеверской структур.

Оказалось, что химический состав и мусковита по биотиту, и пегматоидного мусковита меняется в зависимости от положения жил во флексурах, причем вариации этих изменений значительны. Так, по мере удаления от ядерных частей флексур в составе мусковита содержание СаО постепенно увеличивается (от 0,05%) и достигает максимума (0,11%) в самой крайней периферийной части структур.

\* Образцы взяты из коллекции А. Г. Бушева.

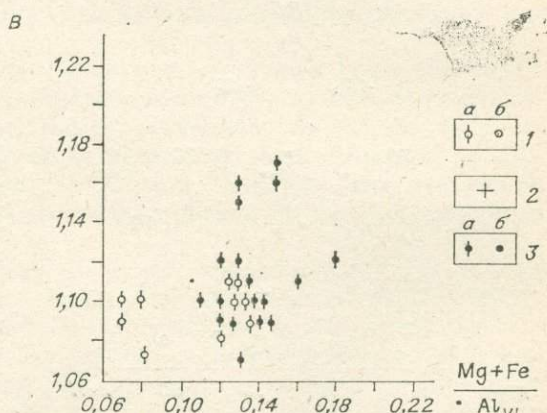
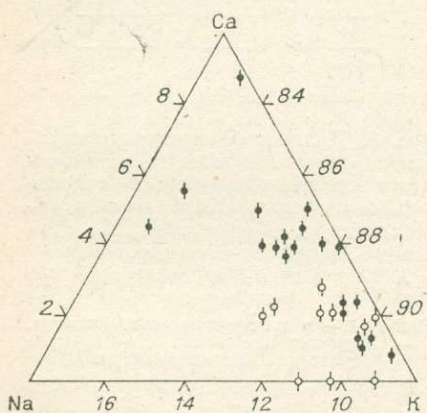
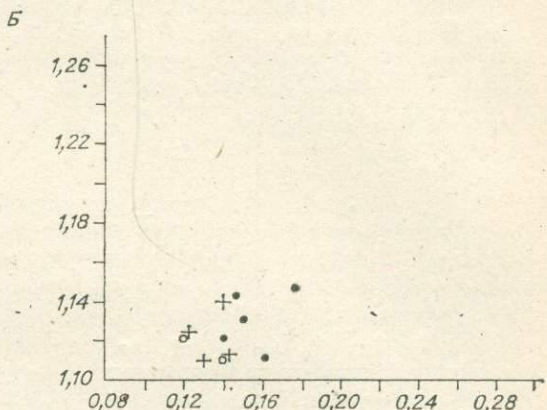
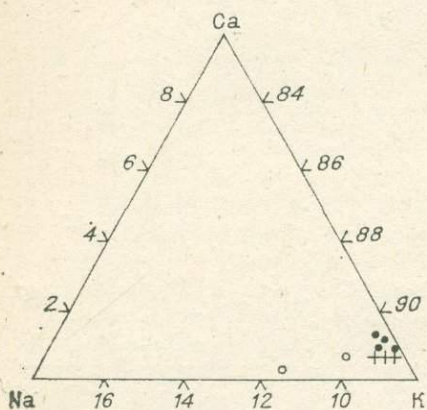
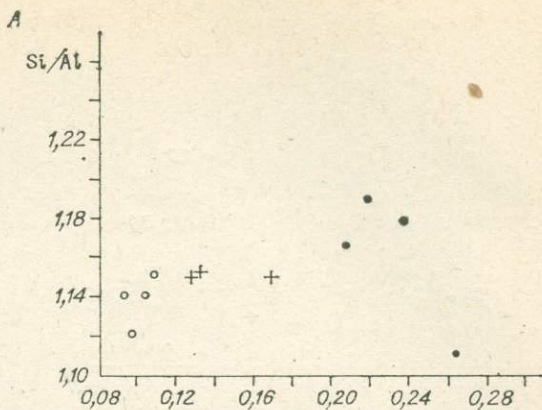
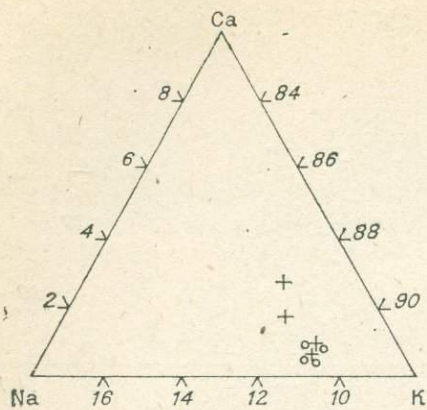


Рис. 4. Диаграммы состава мусковита из жил, в разной степени удаленных от ядерных частей флексур.

Рудничные поля: А — Колотовское, Б — Согдionдонское, В — Витимское. 1 — мусковит из жил в ядерных частях флексур (а — пегматоидный мусковит, б — мусковит по биотиту); 2 — мусковит по биотиту из жил промежуточной зоны; 3 — мусковит из жил в периферических частях флексур (а — пегматоидный мусковит, б — мусковит по биотиту).

Различие в составе мусковита из жил разных зон обусловлено сменой кислотности-щелочности мусковитообразующих растворов. По возрастанию величин  $Si/Al$  и  $(Fe + Mg)/Al$  (рис. 4) можно судить о некотором снижении кислотности пегматообразующих растворов при переходе от зон согласных к зонам секущих жил [5]. Следует отметить, что наибольшие колебания содержаний щелочей отмечаются в мусковитах из секу-

щих жил, расположенных в периферийных частях флексур, что косвенно указывает на относительно менее стабильные условия слюдообразования в этих жилах.

Полученные по зональному распределению и химизму разных типов мусковита данные позволяют определить последовательность его образования.

По мнению Г. Г. Родионова [6], мусковит разных типов образуется одновременно, но в неодинаковых условиях: из расплава на границе с кварцевым ядром образуется пегматоидный мусковит, а в краевых частях жил под влиянием равновесных с расплавом растворов происходит метасоматическое кварц-мусковитовое замещение. Если допустить, что оно развивается как ореол от пегматоида, то эти два типа мусковита должны сопровождать друг друга в пространстве. В действительности же увеличение интенсивности кварц-мусковитового замещения характерно для жил, в которых роль пегматоидного мусковита незначительна, и наоборот, в симметрично зональных жилах, в которых высоко значение пегматоидного мусковита, слабо проявлено кварц-мусковитовое замещение. Положение о том, что пегматоидный мусковит является более ранним, нежели мусковит кварц-мусковитового комплекса [7], также не находит подтверждения [6].

Более правомерной представляется точка зрения Б. М. Шмакина [9] и В. М. Макагона [4], которые считают, что кварц-мусковитовый комплекс и мусковит по биотиту образуются в стадию возрастания кислотности, а пегматоидные мусковиты — в стадию максимальной кислотности постмагматических растворов. Стадии последовательно сменяют друг друга на фоне падения температуры растворов от 500—450 до 450—420 °C [9]. С этих позиций легко объяснить зональность в распределении жил с различным типом ослюденения. Преобладание в секущих жилах кварц-мусковитового замещения и подчиненное значение пегматоидных структур свидетельствуют о незавершенности процессов пегматитообразования на послемагматическом этапе. И наоборот, преобладание пегматоидных слюд, наличие зеленого мусковита, альбита и нередко берилла в согласных жилах, расположенных в ядерных частях флексур, говорят о том, что процессы пегматитообразования в них прошли более полно.

Не менее показательно закономерное изменение химического состава блокового микроклина. Используются данные 30 силикатных анализов авторов (Центральная Геохимическая лаборатория ИГУ), 37 анализов из коллекции А. Г. Бушева, а также 320 анализов Мамско-Чуйской экспедиции ИГУ, полученные при массовой оценке жил на керамическое сырье. Эти материалы достаточно полно характеризуют состав микроклина из жил, занимающих различное положение относительно ядерных частей флексур, и показывают, что наибольший интерес представляет поведение Са и Mg. На треугольных диаграммах ( $\text{CaO} + \text{MgO}$ ) —  $\text{Na}_2\text{O}$  —  $\text{K}_2\text{O}$  (рис. 5 и 6), построенных по каждому флексурному изгибу, видно, что микроклин из согласных жил отличается сравнительно низким содержанием ( $\text{CaO} + \text{MgO}$ ). При переходе к зонам секущих жил содержание ( $\text{CaO} + \text{MgO}$ ) в микроклине постепенно увеличивается и достигает максимума в самых внешних частях флексур, на участках размещения жил с относительно высоким содержанием радиодетального мусковита.

Таким образом, намечается определенная связь между закономерными изменениями типов мусковита, его химического состава и химического состава блокового микроклина. Сопоставление треугольных диаграмм группового состава мусковита (см. рис. 3) и химического состава микроклина (см. рис. 5 и 6) показывает, что существует положительная корреляция между содержанием радиодетального мусковита в жилах и ( $\text{CaO} + \text{MgO}$ ) в блоковом микроклине тех же жил.

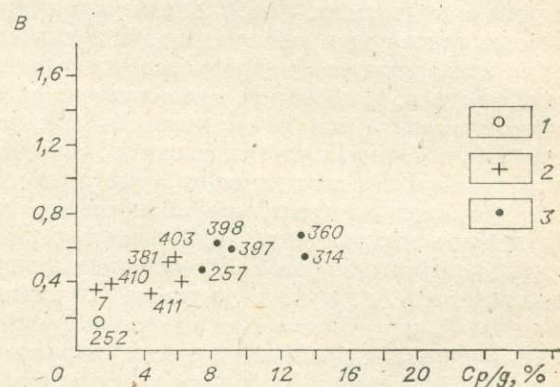
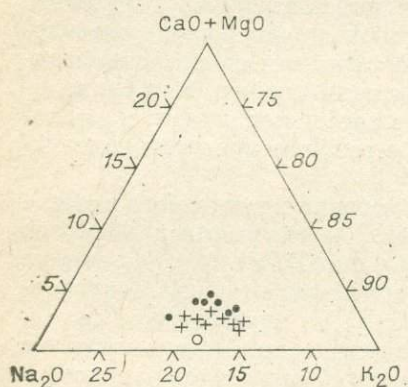
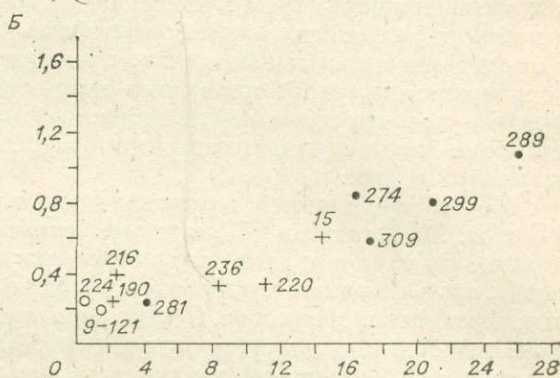
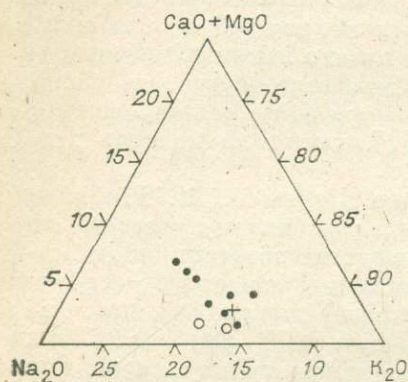
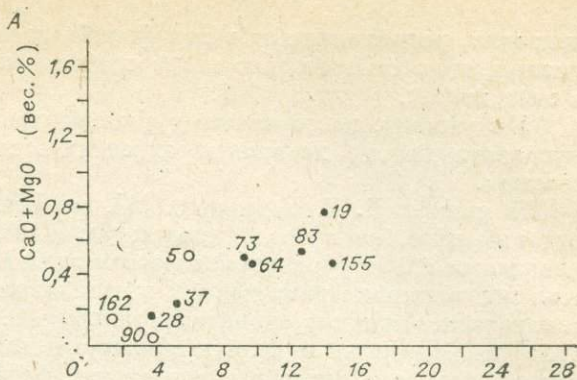
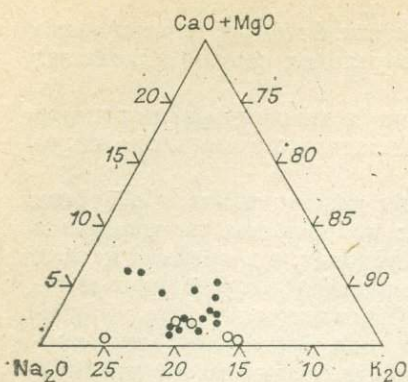


Рис. 5. Диаграмма состава блокового микроклина из жил, в разной степени удаленных от ядерных частей флексур (слева), и соотношение между содержанием радио-детального мусковита ( $C_{pd}$ , %) в жилах и содержанием  $CaO + MgO$  в микроклинне из тех же жил (справа). Цифры — номера жил.

Рудничные поля: А — Витимское, Б — Луговское, В — Согдиондонское; жилы: 1 — в ядерных частях флексур, 2 — промежуточной зоны, 3 — в периферических частях флексур.

Наличие в составе микроклинов  $Na_2O$  и  $CaO$  нужно связывать не с изоморфным замещением  $K$  на  $Na$  или  $Ca$ , а с присутствием последних в составе плагиоклаза, находящегося в форме пертитов и микропертитов [2]. Кальций в структуре плагиоклаза пертитов изоморфно замещается магнием, поэтому при анализе изменения состава микроклина  $CaO$  и  $MgO$  объединялись.

Образование пертитов и микропертитов происходит в несколько стадий. Так, С. А. Руденко (устное сообщение) выделяет пять таких стадий, условно называя их «стадиями метаморфизма» полевых шпатов. Участки

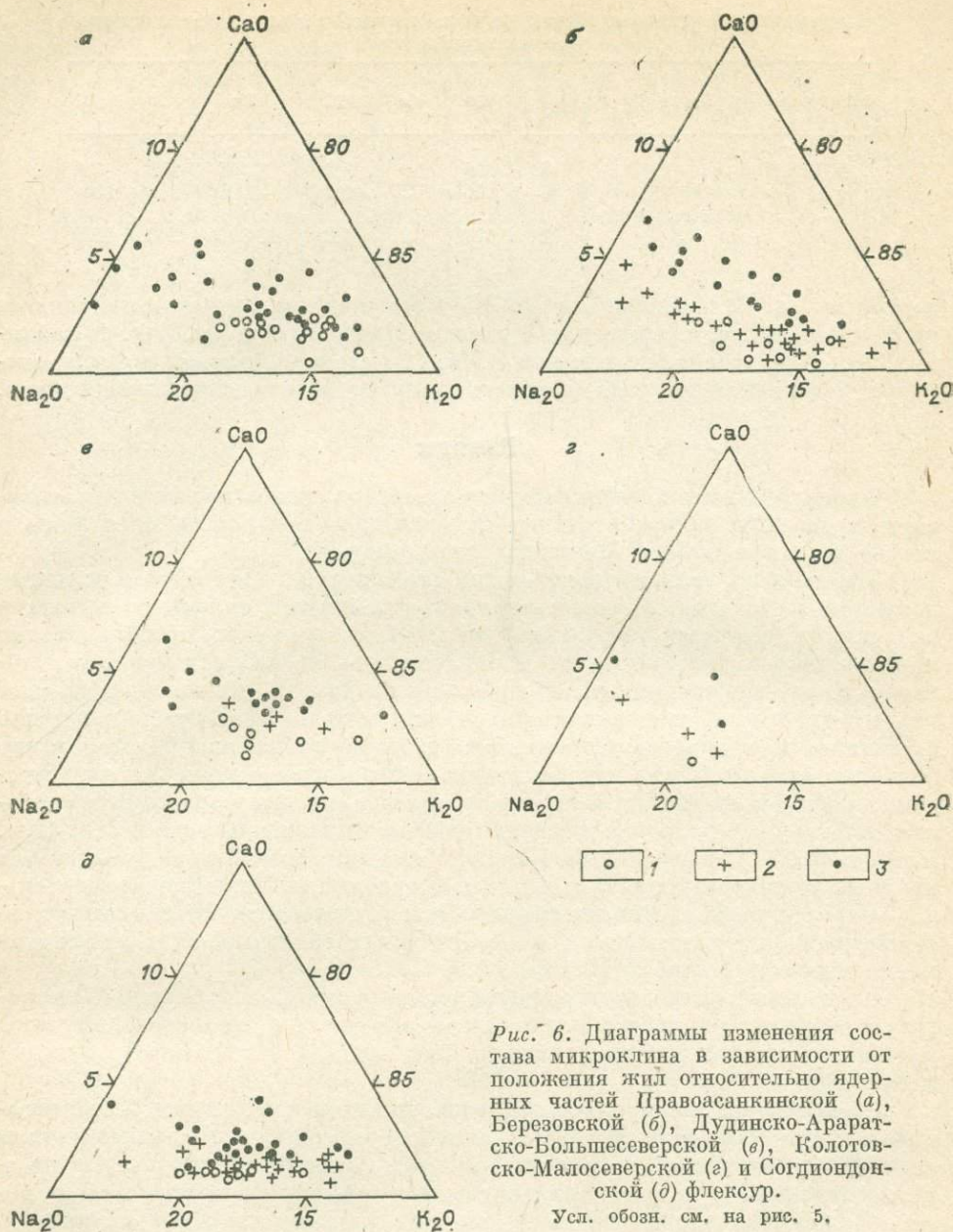


Рис. 6. Диаграммы изменения состава микроклина в зависимости от положения жил относительно ядерных частей Правосанкинской (а), Березовской (б), Дудинско-Арагатско-Большесеверской (в), Колотовско-Малосеверской (г) флексур.  
Усл. обозн. см. на рис. 5.

наибольшего метаморфизма, по его мнению, совпадают с зонами богатого слюдонасыщения. Таким образом, формирование пертитов и микропертитов идет параллельно с процессами слюдообразования. Наши материалы подтверждают этот вывод, а именно: положительной корреляцией между содержанием (CaO + MgO) в блоковом микроклине и содержанием радиодетального мусковита в этих же жилах; закономерным и однонаправленным изменением содержания Ca в мусковитах и микроклинах в зависимости от положения жил относительно ядерных частей флексур.

Рассматриваемая зональность подчеркивается также характером распределения малых элементов. Так, в пределах Согдиондонской флексуры их содержание в минералах пегматитов изменяется вдоль погружения смыкающего крыла флексуры: содержание Rb, Cs, Tl уменьшается, а со-

Содержание элементов-примесей (г/т) в калишпатах из графических зон пегматитовых жил

№ жилы	Голец	Число опроб	Rb	Cs	Tl	Ba		Ba/Rb
117	Новый	6	495	20	3,2	2 200	280	4,4
15	Высокий	6	415	6	1,7	4 800	500	11,6
—	Район Незаметно-го	2	197	2	1,2	12 800	590	65,0

держание Ba, Sr и отношения Ba/Rb увеличивается по мере удаления от ядра флексуры, т. е. от гольца Нового к Незаметному (см. рис. 1, таблицу), что обусловлено, по мнению В. М. Макагона [4], различиями температур и давлений на разных расстояниях от материнских гранитоидов.

### Выводы

Флексурные изгибы фиксируют положение очагов палингенеза, с которыми связаны самостоятельные пегматитовые поля (речь идет лишь о северо-западном крыле Мамского синклиория).

Зональность пегматитовых полей обусловлена характером развития палингенных очагов. Первоначально под действием теплового потока в основаниях флексур интенсивно протекали процессы преобразования пород в твердом состоянии, т. е. образовались метасоматические и метаморфические гнейсо-граниты и гнейсо-пегматиты. В дальнейшем за счет гранито-гнейсов и гнейсо-пегматитов, близких по составу к гранитной эвтектике, при нарастании теплового потока произошло формирование больших масс расплава и дополнительный разогрев толщи метаморфических пород. Магматический этап развития палингенных очагов заканчивается внедрением расплава в периферийные части наложенных структур. Интенсивность разогрева пород на этом этапе падала по мере удаления от ядерных частей флексур. В этом же направлении наблюдается относительное возрастание кислотности среды, о чем свидетельствуют данные о пространственном распределении элементов-примесей в минералах пегматитов магматического этапа (см. таблицу).

На послемагматическом этапе в условиях затухания явлений палингенеза формируется своя зональность, отраженная в распределении типов мусковита и в изменении химического состава пегматитообразующих минералов.

В раннюю щелочную стадию протекала интенсивная перекристаллизация пегматитовых тел (образовались лейстовый биотит и зоны микроклиннизации в пегматитах). Эта наиболее высокотемпературная стадия постмагматического преобразования пегматитов охватывала пегматитовые поля в целом. Более того, процессы микроклиннизации и образования лейстового биотита проявлены за пределами полей распространения промышленно слюдоносных жил.

На фоне снижения температур до 500—450°C [4, 9] происходит относительное возрастание кислотности растворов, под действием которых образуются зоны кварц-мусковитового замещения и мусковита по биотиту, а в ранее образованных микроклинах — пертиты и микропертиты олигоклазового состава.

Стадия максимальной кислотности соответствует снижению температуры растворов до 450—420°C [4, 9]. В связи с постепенным затуханием деятельности палингенного очага эти растворы уже не влияют на периферийные части флексур, и процессы пегматитообразования на этой стадии протекают лишь в зоне согласных жил и в небольшой части зоны секущих жил в непосредственной близости от ее границы.

Стадия нового повышения щелочности проявилась в незначительной части жил, расположенных в ядерных частях флексур.

Таким образом, зональность пегматитовых полей имеет пространственно-временной характер и отражает этапы развития палингенных очагов.

Установленная зональность в размещении жил с разным групповым составом мусковита позволяет целенаправленно ориентировать поисковые и разведочные работы, задачей которых в настоящее время является подготовка запасов мусковита определенного качества.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Великославенский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.
2. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 5. М.: Мир, 1966. 408 с.
3. Кочнев А. П. Наложённые складчатые деформации в Мамской толще и их роль в размещении слюдоносных пегматитов.— Геол. рудных месторожд., 1976, № 5, с. 53—62.
4. Макагон В. М. Пегматоидные граниты зон регионального метаморфизма высоких давлений. Новосибирск: Наука, 1977. 205 с.
5. Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 20—37.
6. Родионов Г. Г. Обзор представлений о генезисе пегматитов.— В кн.: Слюдяные пегматиты. М.: изд. ВИМС, 1974, с. 16—20.
7. Сучков П. Н. Трещинный тип месторождений мусковита в Мамской слюдоносной области.— В кн.: Методы исследования минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 66—73.
8. Чесноков В. Н. О происхождении и развитии поперечных флексурообразных складок в Мамском районе.— Геол. и геофиз., 1975, № 10, с. 121—125.
9. Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.

*ПГО «Иркутскгеология»*

**В. В. Гордиенко, Н. И. Пономарева, М. Е. Салье**

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОВ БЕЛОМОРЬЯ

Роль малых элементов как индикаторов пегматитового процесса общеизвестна и привлекает все большее внимание исследователей, сосредоточивающих усилия главным образом на изучении закономерностей распределения и концентрации микроэлементов в отдельных минералах в зависимости от их возрастного положения и принадлежности к различным типам пегматитов. Однако, как это ни парадоксально, данные о вариациях состава самих типов пегматитов крайне скудны, особенно слабо изучена формация слюдоносных пегматитов. Между тем невозможно выявить общую геохимическую специфику и закономерности поведения малых элементов в ходе развития пегматитогенеза без учета сведений о валовом составе различных типов пегматитов, представляющих собой отдельные звенья единого эволюционного процесса.

Нам представлялось возможным подойти к решению этого вопроса на основе изучения состава представительных проб, характеризующих разнообразные по минеральному составу, текстурным признакам и промышленной продуктивности пегматиты Беломорской провинции с привлечением ранее полученных данных по их минералогии, геохимии и петрохимии [1, 5, 7—9]. Методика отбора и составления представительных валовых проб изложена нами ранее. Особо отметим, что для анализа малых эле-

Характеристики методов, использованных при анализах проб пегматитов

Элемент	1	2	3	Элемент	1	2	3
Li	{ПФ ПФ	0,005 0,01	25 5	Sr	{СК ФРС	5 2	15 5
Be	СК	1	15	Y	{СК ФРС	4 2	12 7
F	{ИС ИС	50 200	40 10	Zr	{СК ФРС	10 3	12 7
Sc	СК	4	20	Nb	{СК ФРС	15 3	15 10
Ti	СК	10	15	Sn	СК	0,5	8
V	СК	6	10	Cs	{ПФ ПФ	0,01 0,1	20 6
Cr	СК	3	12	Ba	СК	5	10
Mn	СК	10	10	Pb	{СК ФРС	7 4	12 6
Co	С	6	15	Th	ФРС	5	8
Ni	С	5	8	U	ФРС	5	4
Cu	СК	0,7	10				
Ga	СК	3	20				
Rb	{ПФ ФРС	0,01 2	8 5				

Примечание. 1 — методы анализа элементов: ПФ — пламенная фотометрия [12], СК — спектральный количественный, ФРС — флуоресцентный рентгеноспектральный, ИС — ион-селективных электродов; 2 — чувствительность, г/г; 3 — воспроизводимость, % (среднеквадратичная ошибка одного определения).

ментов использованы те же частные и средние пробы, которые ранее были изучены в отношении содержаний петрогенных элементов и минерального состава [1, 7].

Характеристика методов, использованных при анализе проб пегматитов на малые элементы, приводится в табл. 1. Все определения выполнены в лабораториях НИИЗИ ЛГУ.

#### ТИПИЗАЦИЯ ПЕГМАТИТОВ

При типизации изученных пегматитов использованы классификационные единицы Л. Л. Гродницкого [6], наиболее детально отражающие минералогеническую специфику пегматитов Беломорья. Что же касается генетически-возрастных соотношений между выделенными типами пегматитов, то здесь мы придерживаемся собственной интерпретации.

Самая яркая особенность пегматитов района, которую подчеркивают все исследователи, — зависимость их минерального состава и промышленной продуктивности от состава вмещающих пород. В соответствии с этой закономерностью пегматиты Беломорья подразделяются на три фациальные группы: I — слюдяные, II — слюдяно-керамические и III — керамические. Пегматиты I группы распространены исключительно в высокоглиноземистых (гранат- и дистенсодержащих) гнейсах (чупинская, частично лоухская свиты); II группы — локализуются в амфиболсодержащих гнейсах (хетоламбинская свита); пегматиты III группы приурочены к биотитовым гнейсам — мигматитам (керетьская свита). В каждой фациальной группе по минеральному составу и структурно-текстурным признакам выделяется несколько типов пегматитов, которые представляют собой обособленные генетические серии, связанные общностью материнского источ-

ника, каковым являются селективные выплавки гнейсового субстрата, специфичные для каждой фациальной группы пегматитов (гранит-аплиты, гранит-пегматиты).

К настоящему времени надежные данные по геохимии микроэлементов получены только для слюдяных и слюдяно-керамических пегматитов района (I и II группы), которые и рассматриваются в настоящей статье.

В I группе пегматитов выделяют четыре текстурно-минералогических типа, которые перечислены ниже в порядке увеличения степени дифференциации и усложнения минерального состава:

1-й тип — недифференцированные плагиоклазовые пегматиты с лейстовым биотитом (порфиробластические мигматит-пегматиты);

2-й тип — полнодифференцированные мусковит-плагиоклазовые пегматиты (концентрически-зональные);

3-й тип — слабодифференцированные микроклин-плагиоклазовые пегматиты с мусковитом и биотитом (участково-зональные);

4-й тип — полнодифференцированные микроклин-плагиоклазовые пегматиты с мусковитом (концентрически-зональные).

Наиболее продуктивными на товарный мусковит являются пегматиты 2-го и особенно 4-го типа. В ряде случаев мусковитоносными являются и пегматиты 3-го типа, представляющие интерес и как источники керамического (высококалиевого) сырья.

Во II группе пегматитов выделяют три текстурно-минеральных типа:

1-й тип — недифференцированные плагиоминоклиновые пегматиты (гранитовидные или порфиробластические пегматит-мигматиты);

2-й тип — слабодифференцированные плагиоминоклиновые пегматиты с биотитом и мусковитом (участково-зональные);

3-й тип — полнодифференцированные плагиоминоклиновые пегматиты с мусковитом (концентрически-зональные).

В практическом отношении наиболее важен 3-й тип, пегматиты которого являются главным источником высококалиевого керамического сырья и в меньшей мере мусковита невысокого качества. Пегматиты 2-го типа эксплуатируются исключительно как низкосортное керамическое сырье.

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПЕГМАТИТОВ

Аналитические данные, характеризующие валовые содержания малых элементов в 10 пегматитовых телах района, приведены в табл. 2, где указаны также концентрации некоторых детрогенных элементов и ряд индикаторных отношений. Этот фактический материал характеризует вариации состава наиболее важных в практическом отношении типов пегматитов в I и II группах. Не рассмотрены присутствующие в обеих фациальных группах «безрудные» недифференцированные пегматиты, для которых пока не удалось получить надежных данных.

Наиболее наглядно о геохимической специализации пегматитов провинции можно судить по вариационной диаграмме (рис. 1), где усредненный состав выделенных типов пегматитов сравнивается с составом «средних» гранитов, по А. П. Виноградову [2]. Такое сравнение показывает, что в целом пегматиты Беломорья характеризуются резко пониженным уровнем концентрации большинства малых элементов. Наиболее обеднены все типы пегматитов Zr (10—20 раз), Mn (3—12 раз), Y (4—10 раз), V (5—8 раз), Ti (2—9 раз), Cr (2—3 раза), Cu (2—10 раз). Нижекларковые содержания характерны для всей группы флюофильных элементов: F (ниже в 2,5—3,5 раза), Li (в 1,1—3,3 раза), Rb (1,1—3,7 раза), Cs (1,3—2,7 раза) и Be (1,1—1,4 раза).

Содержание элементов (г/т, числитель) и относительная их концентрация в единицах кларков «средних» гранитов (знаменатель) в пегматитах Беломорья

Фаци- альная группа	Тип пег- матита	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Ba	Sr	Ga	Y	Zr	Be	F	Li
I	2 2	4 4	650 660	6 20	10 3	69 50	6 7	5 5	6 2	1000 600	450 170	14 13	4 4	16 14	4 3	280 280	21 16
	Среднее	$\frac{4}{+1,3}$	$\frac{630}{-3,7}$	$\frac{13}{-3}$	$\frac{6,5}{-4}$	$\frac{60}{-10}$	$\frac{7}{+1,4}$	$\frac{5}{-1,6}$	$\frac{4}{-5}$	$\frac{800}{-1,04}$	$\frac{310}{1,0}$	$\frac{13,5}{-1,5}$	$\frac{4}{-9}$	$\frac{15}{-14}$	$\frac{3,5}{-1,6}$	$\frac{280}{-2,9}$	$\frac{18,5}{-2,2}$
	3 4	$\frac{10}{+3}$ $\frac{5}{5}$	$\frac{680}{-3,4}$ $\frac{50}{510}$	$\frac{8}{-5}$ $\frac{6}{6}$	He опр. $\frac{20}{3}$	$\frac{207}{-3}$ $\frac{38}{54}$	$\frac{6}{+1,2}$ $\frac{6}{6}$	$\frac{5}{-1,6}$ $\frac{5}{5}$	$\frac{1}{-20}$ $\frac{2}{4}$	$\frac{1000}{+1,2}$ $\frac{160}{470}$	$\frac{196}{-1,6}$ $\frac{280}{180}$	$\frac{21}{+1,05}$ $\frac{16}{8}$	He опр. $\frac{4}{10}$	He опр. $\frac{16}{10}$	$\frac{3,2}{-1,7}$ $\frac{3}{3}$	He опр. $\frac{260}{260}$	$\frac{35}{-1,1}$ $\frac{21}{20}$
	Среднее	$\frac{5}{+1,7}$	$\frac{250}{-9}$	$\frac{6}{-7}$	$\frac{11}{-2,3}$	$\frac{46}{-13}$	$\frac{6}{+1,2}$	$\frac{5}{-1,6}$	$\frac{3}{-7}$	$\frac{315}{-2,6}$	$\frac{230}{-1,4}$	$\frac{12}{-1,7}$	$\frac{7}{-5}$	$\frac{13}{-16}$	$\frac{3}{-1,8}$	$\frac{260}{-3,1}$	$\frac{20,5}{-2}$
	II	2 2	4 8	55 сл.	6 6	12 14	58 117	6 6	9 14	4 4	3270 1200	553 789	13 11	4 4	12 18	3 4	220 260
Среднее	$\frac{6}{+2}$		$\frac{6}{-7}$	$\frac{13}{-1,9}$	$\frac{88}{-7}$	$\frac{6}{1}$	$\frac{12,5}{+1,5}$	$\frac{4}{-9}$	$\frac{2232}{+2,7}$	$\frac{660}{+2,1}$	$\frac{12}{-1,7}$	$\frac{4}{-9}$	$\frac{15}{-14}$	$\frac{3,5}{-1,6}$	$\frac{240}{-3,4}$	$\frac{20,5}{-2}$	
3 3	8 9	He опр. 540	6 6	11 11	136 62	30 6	15 5	3 7	217 731	196 319	16 15	4 4	24 13	4 3,3	216 260	20 12	
3	10	He опр.	6	14	77	6	15	4	900	350	12	16	30	3,5	270	7	
Среднее	$\frac{9}{+3}$	$\frac{540}{-4,2}$	$\frac{6}{-6,7}$	$\frac{12}{-2,1}$	$\frac{92}{-6,6}$	$\frac{14}{+2,8}$	$\frac{12}{+1,5}$	$\frac{4,7}{-2}$	$\frac{616}{-1,4}$	$\frac{288}{-1,07}$	$\frac{14,3}{-1,4}$	$\frac{8}{-4}$	$\frac{22}{-10}$	$\frac{3,6}{-1,5}$	$\frac{250}{-3,2}$	$\frac{13}{-3,2}$	
Гранит-аплиты чужинской свиты		$\frac{5}{+1,7}$	$\frac{1200}{-1,9}$	$\frac{60}{+1,5}$	$\frac{250}{+10}$	$\frac{924}{+1,5}$	$\frac{45}{+9}$	$\frac{100}{+13}$	$\frac{1}{-20}$	$\frac{1100}{+1,3}$	He опр.	He опр.	He опр.	$\frac{90}{-2,2}$	$\frac{1}{-5,5}$	$\frac{200}{-4}$	$\frac{36}{-1,1}$

Фаци- альная группа	Тип пег- матита	Rb	Cs	Pb	Sn	Nb	K	Na	Ca	Mg	Fe	K/Ba	K/Rb	Ba/Rb	K/Cs
I	2	82	2,5	38	1,2	—	19500	24000	13790	3960	6280	19,5	238	12,2	7800
	2	73	1,2	18	3,6	11	19300	24000	11690	2880	8250	32	264	8,2	16080
	Среднее	77,5	4,85	28	2,4	11	19400	24000	12740	3420	7260	24	250	10,3	10500
		-2,6	-2,7	+1,4	-1,3	-1,8	-2,6	-1,15	-1,2	-1,6	-3,7	-1,7	+1,5	+2,5	+1,5
	3	117	2,8	90	4	10	31700	32900	15000	5210	11000	31	271	8,6	11300
		-1,7	-1,8	+4,5	+1,3	-2	-1,05	1,20	-1,04	-1,07	-2,5	-1,3	+1,6	+2,1	+1,6
	4	35	0,9	32	He опр.	He опр.	1200	31500	13300	5400	5830	75	343	4,6	13300
		4	74	2,8	59	4	9	19900	26700	12600	4710	7040	42	269	6,3
	Среднее	54	1,9	47	3	9	15600	29100	12940	4710	6430	50	295	5,8	8400
		-3,7	-2,6	+2,4	1	-2,2	-2,1	+1,05	-1,2	-1,4	-4,2	+1,25	+1,8	+1,4	+1,2
II	2	109	2,8	36	He опр.	He опр.	36200	27700	1179200	2200	6410	11	332	30	12400
	2	109	4,1	52	»	»	31300	31800	103700	2100	9880	26	287	11	7800
	Среднее	109	3,4	44	»	»	33750	29800	110800	2150	8050	15	309	20,5	10000
		-1,8	-1,5	+2,2	»	»	+1,01	+1,08	-1,4	-2,7	-3,4	-2,7	+1,9	+5	+1,5
	3	244	5,6	»	»	50500	31200	8170	3600	6401	233	207	0,9	9000	
	3	171	3,2	63	»	»	37700	27700	8450	3200	8753	52	220	4,3	11800
	3	121	3,2	59	»	»	43800	30500	6750	3200	10898	49	362	7,4	13700
	Среднее	180	4	58	»	»	44000	24800	7790	2900	8684	72	244	3,4	11000
		-1,1	-1,3	+2,9	»	»	+1,3	+1,08	-2,0	-1,9	-3,1	+1,8	+1,5	-1,2	+1,6
	Гранит-аплиты чупинской свиты	82	4,1	12	»	»	28200	2440	9940	4200	9360	26	344	13,4	6880
	-2,4	-1,2	-1,7	»	»	-1,2	-1,14	-1,6	-1,3	-2,9	-1,5	+2,0	+3,2	1	

Примечание. 1 — жилы № 8—3/48, месторожд. Карельский, 2 — жила № 1, месторожд. Малиновая варака; 3 — жила № 154-Н, там же; 4 — жила № 1, Карманное озеро; 5 — жила № 17, месторожд. Малиновая варака; 6 — жила № 7, месторожд. Попов наволоок; 7 — жила № 11, остров Олений; 8 — жила № 1а; 9 — жила № 6; 10 — жила № 129 (8—10 — месторожд. Хетоламыно); 11 — средний состав гранит-аплитов из 10-го и 11-го горизонтов чупинской свиты на месторожд. Малиновая варака. Число в знаменателе показывает, во сколько раз больше (+) или меньше (-) содержание элемента в породе по сравнению со «средним» гранитом (по А. П. Виноградову [2]).

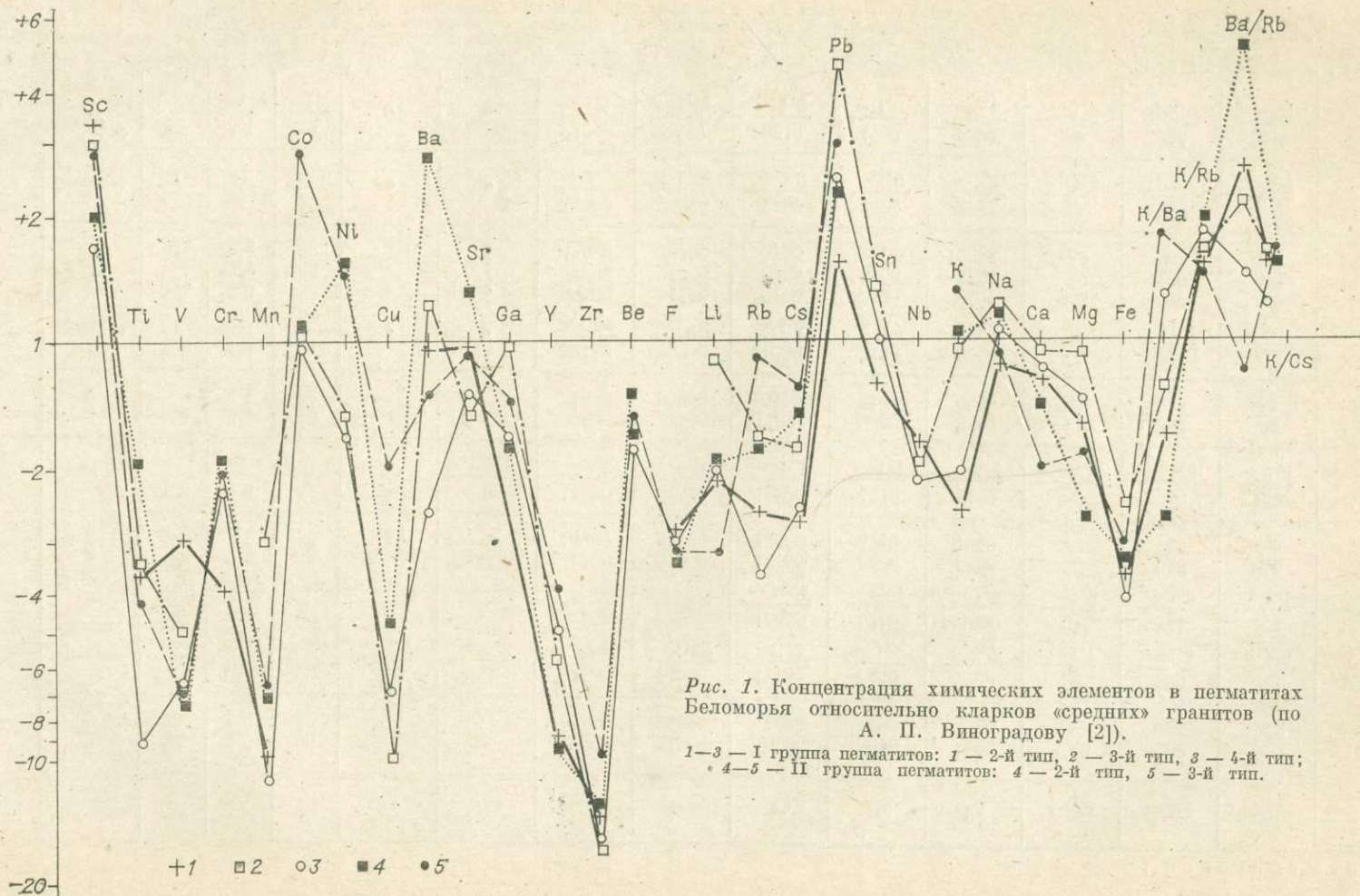


Рис. 1. Концентрация химических элементов в пегматитах Беломорья относительно кларков «средних» гранитов (по А. П. Виноградову [2]).  
 1-3 — I группа пегматитов: 1 — 2-й тип, 2 — 3-й тип, 3 — 4-й тип;  
 4-5 — II группа пегматитов: 4 — 2-й тип, 5 — 3-й тип.

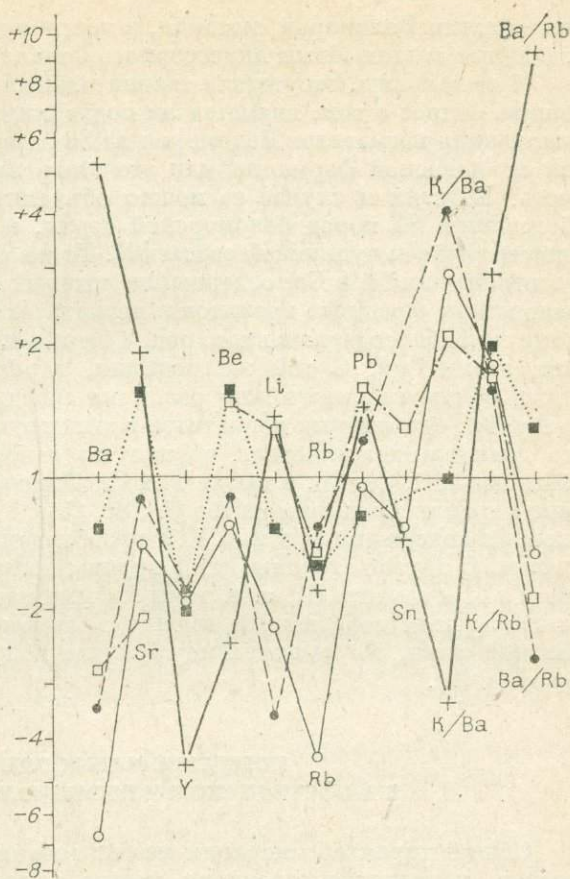
Рис. 2. Вариации состава пегматитов Беломорья относительно однотипных пегматитов Мамского пояса (по Б. М. Шмакину [13]).  
Усл. обозн. см. на рис. 1.

Ba, Sr, Ni, Co ведут себя неустойчиво, то несколько обогащая, то обедняя собой отдельные типы пегматитов относительно «средних» гранитов. Только содержание Sc и Rb во всех типах пегматитов постоянно выше кларка (в 1,4—4,5 раза), что указывает на геохимическую специализацию пегматитов Беломорья по этим элементам. Нижекларковые или очень близкие к ним содержания флюофильных элементов, по-видимому, вообще характерная черта пегматитов слюдоносной формации, о чем свидетельствуют аналитические данные по пегматитам Мамской слюдоносной провинции,

приводимые Б. М. Шмакиным [13]. Хотя отсутствие полного тождества выделяемых типов пегматитов в Беломорском и Мамском слюдоносных районах затрудняет их сравнение, мы все же попытались его сделать, проводя параллель между неизмененными инъекционными пегматитами Мамского пояса и слабодифференцированными плагиоминоклиновыми пегматитами Беломорья, измененными (слюдоносными) инъекционными пегматитами Мамы и полnodифференцированными мусковит- и микроклинсодержащими пегматитами Беломорья.

Такое сравнение показывает (рис. 2), что сходные текстурно-минералогические типы пегматитов в Мамской и Беломорской провинциях близки по уровню содержания многих микроэлементов. Это соответствует сходству состава слагающих их порообразующих и второстепенных минералов [9, 13]. Вместе с тем отчетливо выявляются и определенные различия однотипных пегматитов. Так, слабодифференцированные, незамещенные пегматиты в Беломорской провинции по сравнению с Мамской несколько обеднены Rb, Ba и Y. Эти различия еще более усиливаются при сравнении полnodифференцированных (замещенных) мусковит- и микроклинсодержащих пегматитов, указывая на заметно большую специализацию Мамских пегматитов в отношении флюофильных элементов, а также Ba и Sr. При сравнении пегматитов мусковит-плагиоклазового типа картина несколько иная. В Мамских пегматитах сохраняется неизменным обогащение Rb, Be и Y, тогда как пегматиты Беломорья резко обогащаются Ba и Sr и несколько меньше — Li.

В целом же достаточно наглядно выявляется общая повышенная редкометалльная специализация пегматитов Мамского района по сравнению с



пегматитами Беломорья, которая, в частности, выражается в появлении в отдельных жилах Мамы акцессорного берилла и колумбита.

К сожалению, отсутствие сравнительных данных не дает возможности решить вопрос о том, является ли подчеркнутая выше геохимическая специализация пегматитов Беломорья на Sc характерной вообще для пегматитов слюдоносной формации или это всего лишь провинциальная особенность. Во всяком случае ее можно объяснить с точки зрения заметного обогащения Sc пород беломорской серии, в особенности высокоглиноземистых гнейсов чупинской свиты [9]. То же самое, видимо, можно сказать и в отношении Ni и Co, содержание которых особенно значительно превышает кларк «средних» гранитов в пегматитах II группы, локализующихся среди амфиболсодержащих пород, обогащенных сульфидами (носителями этих элементов). С той же позиции, вероятно, следует рассматривать также общие геохимические различия между пегматитами I и II групп. Сравнение однотипных пегматитов в этих группах (см. табл. 2) показывает, что слюдяно-керамическая группа по отношению к слюдяной заметно обогащена Ni, Co, Cu, а также Ti и Cr. Отмечается также обогащение слюдяно-керамических пегматитов Ba, Sr, Cs и Rb, что коррелируется с более высоким содержанием в них K и преобладанием микроклина над плагиоклазом. С другой стороны, для I группы пегматитов характерно обогащение V, Li и отчасти Sc, т. е. теми малыми элементами, которые достигают максимальных содержаний именно в высокоглиноземистых гнейсах чупинской свиты, но при этом не образуют собственных минералов-концентраторов [9].

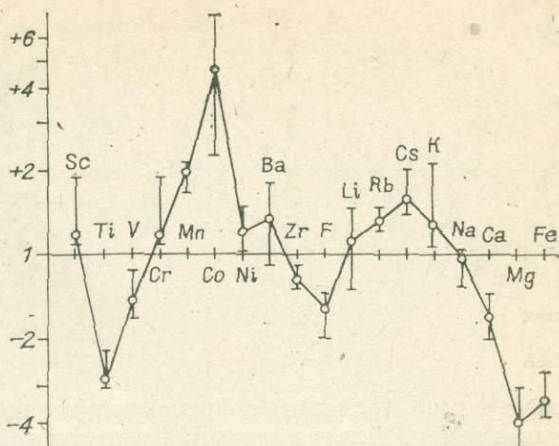
#### ПОВЕДЕНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В АНАТЕКТИЧЕСКОМ И ПЕГМАТИТОВОМ ПРОЦЕССАХ

Общий характер миграции малых элементов при анатексисе и последующем пегматитообразовании можно проследить путем сопоставления их средних содержаний в различных типах пегматитов одной фациальной группы, а также в гнейсах субстрата и материнских палингенно-анатектических гранит-аплитах. Поскольку наиболее обширный материал для такого сравнительного анализа накоплен по I группе пегматитов, прежде всего и обратимся к его рассмотрению. Вариационная диаграмма (рис. 3), где сравнивается состав гранит-аплитов и гнейсов чупинской свиты, ясно показывает, что в анатектический расплав из гнейсов субстрата вместе с K селективно экстрагируется широкий круг микроэлементов (Cr, Ni, Ba, Li) и в особенности Co (в 2,5—7,5 раза), Cs и Mn (1,5—2 раза). Заметно обеднены гранит-аплиты только малыми элементами — геохимическими аналогами магния — Sc (в 4 раза), Ti (в 3 раза) и V (в 1,5 раза), что как раз и соответствует резкому дефициту в гранит-аплитах Mg (в 4 раза). Несколькo обеднены эти породы также и Zr (в 1,2—1,6 раза).

Дальнейшую судьбу микроэлементов при переходе от анатексиса к пегматитовому процессу можно проследить, сравнивая состав гранит-аплитов и пегматитов. На вариационной диаграмме (рис. 4) отчетливо видна общая тенденция к обеднению пегматитов всех типов подавляющим большинством микроэлементов, в особенности пиррофильными (Cr, Ni, V, Co, Ba, Ti), а также Mn и Zr. Знаменательно, что из типичных флюофильных элементов кристаллизационного остатка — Li, Rb, Cs, Nb, F и Be — только два последних накапливаются во всех типах пегматитов по сравнению с гранит-аплитами. Содержание же других элементов либо постоянно ниже во всех типах пегматитов (Cs, Li), либо выше только в максимальном обогащенном микроклином слабодифференцированных пегматитах (3-й тип). Важно отметить резкое обогащение всех типов пегматитов халькофильными элементами — Pb и Cu, а также Sc.

Рис. 3. Вариации состава гранит-аплитов относительно средневзвешенного состава гнейсов (чупинская свита, район Малиновой варачки). Диаграмма построена по данным [9].

Вертикальные линии — интервалы изменения «кларков» концентрации элементов в гранит-аплитах по отношению к гнейсам различного петрографического состава.



Поведение малых элементов при дальнейшем развитии процесса проследим путем сравнения слабо- и полнодифференцированных микроклинсодержащих пегматитов в обоих фациальных группах как в параллельных генетических рядах (см. табл. 2). В целом картина при таком сравнении оказывается довольно противоречивой (рис. 5). В I группе полнодифференцированные жилы (4-й тип) по сравнению со слабодифференцированными (3-й тип) обеднены всеми микроэлементами, исключая Cu. Во II группе, напротив, полнодифференцированные жилы (3-й тип) по сравнению со слабодифференцированными (2-й тип) обогащены большинством малых элементов — Rb, Cs, Pb, F, Be, Mn, Co, Sc, Y и Zr. Только содержание V, Ba, Sr и Li в них оказывается пониженным, как и в I группе.

Среди перечисленных элементов самое резкое (более чем трехкратное) снижение среднего содержания в полнодифференцированных типах пег-

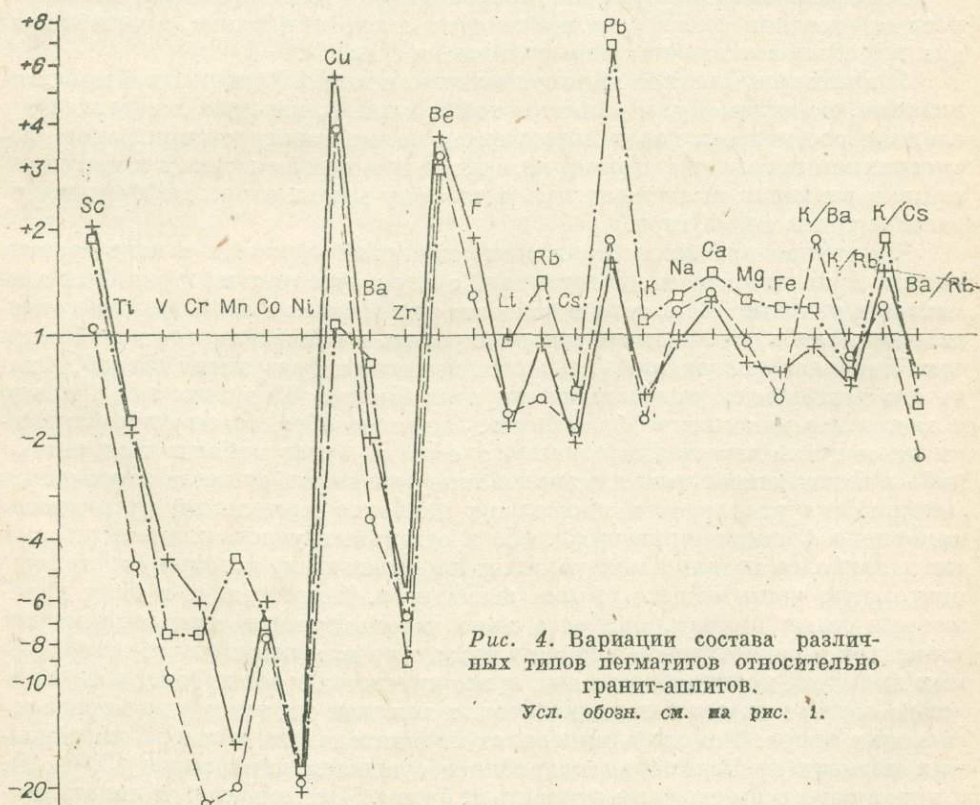


Рис. 4. Вариации состава различных типов пегматитов относительно гранит-аплитов.

Усл. обозн. см. на рис. 1.

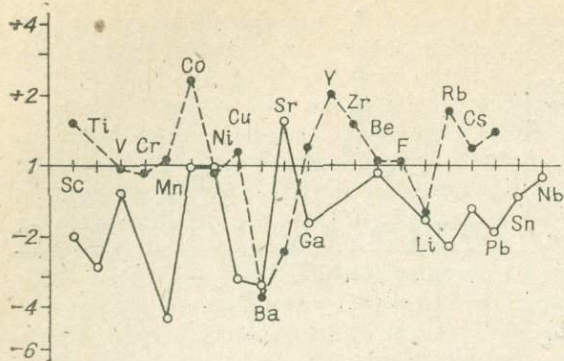


Рис. 5. Вариации состава полностью дифференцированных микроклинах содержащих пегматитов Беломорья относительно состава слабо дифференцированных пегматитов в соответствующей фациальной группе.

Усл. обозн. см. на рис. 1.

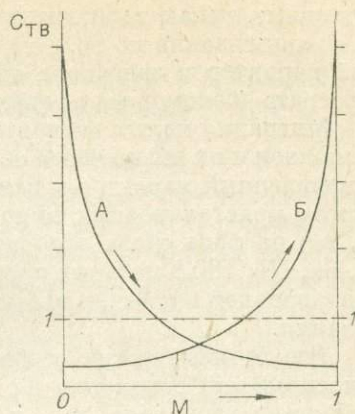
зано ранее [4], связано с фракционированием Ва при направленной кристаллизации. В силу пиррофильных свойств Ва по отношению к К (для всех калиевых фаз коэффициент распределения Ва между ними и расплавом  $\gg 1$ ) ранние продукты кристаллизации обогащаются, а остаточный расплав и соответственно поздние продукты кристаллизации резко обедняются Ва. Обратная картина наблюдается для Rb, обладающего флюофильными свойствами (коэффициент распределения Rb для всех К-фаз меньше 1). Очень важно подчеркнуть, что динамика изменения концентрации пиррофильных и флюофильных элементов в твердых фазах при направленной кристаллизации не строго антибатна. В начале процесса накопление флюофильных компонентов идет очень медленно, причем долгое время их содержание в твердых фазах остается ниже исходного уровня в системе. Концентрация же пиррофильных компонентов в твердых фазах снижается очень резко и сравнительно недолго превышает исходный уровень.

На заключительных стадиях направленной кристаллизации, наоборот, рост содержания флюофилов происходит экспоненциально, а концентрация пиррофилов снижается асимптотически (рис. 6).

Эта на первый взгляд мало существенная деталь фракционной кристаллизации, по-видимому, и является той причиной, которая определяет все главные особенности перераспределения малых элементов при ранее рассмотренном переходе от гранит-аплитов к пегматитам в целом и при дальнейшем развитии пегматитогенеза в сторону максимально дифференцированных типов пегматитов.

Частичная кристаллизация анатектической выплавки в виде гранит-аплита приводит к резко селективной экстракции всех пиррофильных элементов в твердые фазы, в то время как флюофильные элементы еще относительно слабо успевают отфракционировать в кристаллизационный остаток. Поскольку последний и является пегматитообразующей средой, в ходе его дальнейшей кристаллизации идет быстрое обеднение пиррофилами и медленное накопление флюофилов. Заметное обогащение флюофильными элементами кристаллизационного остатка будет наблюдаться только либо в пегматитовых телах, максимально удаленных от места зарождения материнских расплавов и прошедших наиболее длительный путь многокамерного фракционирования, либо в отдельных участках пегматитовых тел в наиболее поздних минеральных парагенезисах, которые составляют ничтожную часть общего объема пегматитов. Естественно, в силу изложенных выше причин, наиболее ярко закономерности миграции малых элементов в пегматитовом процессе будут проявляться в составе изоморфных примесей породообразующих и второстепенных минералов, а не в валовом составе отдельных пегматитовых тел или их текстурно-минералогических типов. Вопрос о минералах-индикаторах на примере слюдоносных пегматитов Беломорья подробно обсуждался нами ранее [5, 8, 9], и потому здесь мы его рассматривать не будем. Что же касается индикатор-

Рис. 6. Принципиальная схема изменения концентрации микроэлементов в твердых фазах при фракционной кристаллизации в зависимости от степени раскристаллизованности системы (М). А — концентрационная кривая для пиррофильных компонентов ( $\frac{C_{ТВ}}{C_{Ж}} \gg 1$ ); Б — концентрационная кривая для флюофильных компонентов ( $\frac{C_{ТВ}}{C_{Ж}} \ll 1$ ).  $M = \left( \frac{M_i}{M_{общ}} \right)$ , где  $M_{общ}$  — общая масса системы,  $M_i$  — масса выделившейся к определенному моменту твердой фазы. Линия I—I — среднее содержание микроэлемента в системе.



ных показателей пегматитового процесса по валовому составу пород, то здесь наиболее информативными становятся отношения Ва и Rb к К, так как они помогают «абстрагироваться» от минерального состава пегматита и рассматривать вариации названных элементов только по отношению к калиевым фазам системы. Использование К/Ва, К/Rb, Ва/Rb отношений помогает выявить ряд особенностей пегматитов Беломорья, ускользающих при сопоставлении других признаков. Так, если по содержанию Ва мусковит-плагноклазовые пегматиты (I группа, 2-й тип) характеризуются нижекларковой его концентрацией, то по отношению к К явно видно обогащение этого типа пегматитов Ва по сравнению со «средними» гранитами (см. рис. 2). Из рис. 3 следует, что все рассматриваемые типы пегматитов обеднены Ва по сравнению с гранит-аплитами, а между тем по отношению к К мусковит-плагноклазовый тип пегматитов оказывается не обедненным, а обогащенным Ва. Аналогично по абсолютному содержанию Rb слабодифференцированные микроклин-плагноклазовые пегматиты с мусковитом и биотитом (3-й тип) характеризуются накоплением Rb по сравнению с гранит-аплитами, тогда как К/Rb отношение ясно показывает, что относительно К все типы пегматитов I группы обеднены Rb; то же следует и из сопоставления Ва/Rb отношений. По изменению всех этих индикаторных отношений сравниваемые типы пегматитов группируются в один ряд, в котором последовательно растет К/Ва отношение и падают К/Rb и Ва/Rb, что отвечает возрастной последовательности типов пегматитов, установленной по геологическим наблюдениям [1, 8, 9].

В заключение подчеркнем, что ряд микроэлементов, обладающих ярко выраженным сродством к S (Cu, Pb) или гидроксилу (Be, Nb) и по этой причине фракционирующие эманационным способом, более резко накапливаются в ходе рассмотренного процесса, чем элементы, концентрирующиеся в остаточном расплаве путем фракционной кристаллизации. Поэтому только они и накапливаются во всех типах пегматитов относительно гранит-аплитов (см. рис. 4) и далее в наиболее дифференцированных типах пегматитов.

### Выводы

Изложенный выше фактический материал показывает, что пегматиты Беломорья как типичные представители слюдоносной формации [1, 3, 7—10] характеризуются нижекларковыми относительно «средних» гранитов [2] содержаниями подавляющего большинства малых элементов, в особенности обладающих пиррофильными свойствами. Концентрация флюофильных элементов, накапливающихся в кристаллизационном остатке, хотя и ближе к кларковым значениям, но также заметно понижена во всех

изученных типах пегматитов Беломорья. Установленная геохимическая их специализация по Sc, Co и частично Ni, по-видимому, носит региональный характер и связана с обогащением названными элементами гнейсов субстрата (беломорская серия).

Миграция малых элементов в процессе возникновения анатектических расплавов и их дальнейшей эволюции в пегматитовом процессе носит однонаправленный характер и заключается в резком обогащении ранних продуктов кристаллизации пиррофильными элементами (Ti, V, Cr, Mn, Ba, Sr, Zr) на фоне очень слабого накопления флюофильных (Be, F, Li, Rb, Cs, Sn, Nb, Pb) в поздних производных процесса. Главной причиной такой направленной миграции малых элементов является фракционная кристаллизация.

Все геохимические особенности пегматитов Беломорья объясняются относительной близостью их локализации от источника зарождения материнских расплавов, что, в свою очередь, обуславливает крайне слабо выраженную кристаллизационную дистилляцию пегматитообразующего вещества при пегматитогенезе.

В заключение авторы считают своим приятным долгом выразить признательность сотрудникам Института земной коры при ЛГУ А. Н. Ильиной, Л. П. Коробейниковой, Л. Я. Крыловой, Н. В. Цыбиной и Н. В. Масловой за кропотливый труд по получению надежных аналитических данных по пегматитам Беломорья.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитовосность). М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 306 с.
2. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—574.
3. Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов.— Геол. рудных месторожд., 1960, № 1, с. 45—54.
4. Гордиенко В. В., Кривовичев В. Г. Может ли служить Ba/Rb отношение в минералах индикатором глубинности минералообразования?— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1978, ч. 107, вып. 4, с. 481—487.
5. Гордиенко В. В., Пономарева Н. И., Цыбина П. В. Поведение микроэлементов в процессе формирования слюдоносных пегматитов.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. III, кн. 2, 1972, с. 420—437.
6. Гродницкий Л. Л. Структурно-минералогическая классификация гранитных пегматитов Северной Карелии.— В кн.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л.: Наука, 1971, с. 3—11.
7. Минеев Д. А., Салье М. Е. Некоторые особенности геохимии ультраметаморфогенных слюдоносных пегматитов Северной Карелии.— В кн.: Пегматитовые редкометалльные месторождения. Вып. 4. М.: изд. ИМГРЭ, 1974, с. 59—82.
8. Салье М. Е., Глебовицкий В. А. Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1976. 188 с.
9. Слюдоносные пегматиты Северной Карелии. Л.: Недра, 1976. 337 с.
10. Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л.: Наука, 1970. 190 с.
11. Ферсман А. Е. Пегматиты. М.: Изд-во АН СССР, 1940. 695 с.
12. Шапкина Ю. С., Прудников Е. Д. Пламенно-спектрофотометрический анализ микроколичеств Li, Rb и Cs в породах и минералах из малых навесок проб.— Вестн. ЛГУ. Сер. геол.-геогр., 1969, вып. 4, с. 142, 143.
13. Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты (минералого-геохимическая и генетическая характеристика пегматитов Восточной Сибири и Индии). Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.

*Ленинградский университет им. А. А. Жданова  
Институт геологии и геохронологии  
докембрия АН СССР*

## ГЕОХИМИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ СИБИРИ

В настоящее время геохимические особенности главных типов пегматитов, различающихся по глубинности образования [2], — редкометальных, мусковитовых, редкоземельных — установлены достаточно полно. Уровень содержания элементов-примесей в породообразующих и аксессуарных минералах [3, 16, 19, 20 и др.] — особенно надежный показатель при определении этих типов. Однако каждый перечисленный тип объединяет большое количество существенно различающихся по многим признакам пегматитов. Наибольшее разнообразие условий образования, состава, внутреннего строения, полезной минерализации (рудной специализации), а также возраста характерно для редкометальных пегматитов.

Открытие в Афганистане полей сподуменовых пегматитов, приуроченных к мезозойско-кайнозойскому структурному ярусу [14], вносит серьезные коррективы в существующее мнение о том, что подавляющая масса редкометального пегматитового сырья связана с пегматитами докембрия [17]. Это обстоятельство усиливает интерес к более молодым, слабо изученным в геохимическом отношении мезозойским пегматитам Сибири. Мы приведем материалы по шести пегматитовым полям (петрохимическая и редкоэлементная характеристика валовых проб пегматитов и отдельных структурно-парагенетических комплексов, геохимическая характеристика слюд, калиевых полевых шпатов, гранатов, бериллов). Все анализы выполнены в лабораториях Института геохимии им. акад. А. П. Виноградова количественными методами. Относительно маломощные (до 1,5—2 м) незональные либо слабо зональные пегматитовые тела охарактеризованы бороздовыми (от контакта до контакта) пробами весом 15—20 кг по отдельным сечениям. В более мощных и зональных телах отдельно опробовались наиболее типичные структурно-парагенетические комплексы.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ

Пять из изученных пегматитовых полей — Юго-Западное, Центральное, Северо-Восточное, Восточное и Южное \* — располагаются по периферии обширного геоантиклинального поднятия, испытавшего активизацию в мезозое. Шестое поле, названное Отдельным, локализовано в восточной краевой зоне другого блокового поднятия на расстоянии 350—500 км к западу от остальных полей. Все поля приурочены к узлам пересечения разломов северо-восточного и северо-западного направлений [13].

Юго-Западное, Центральное и Северо-Восточное поля образуют единый пегматитовый пояс в пределах раннемезозойской грабен-синклинали, вытянутой в северо-восточном направлении вдоль северо-западного края блокового поднятия. Названия их отражают положение относительно друг друга. Пегматиты этих полей с разной степенью детальности описаны в [12].

Юго-западное поле связано с массивом верхнеюрских слабо порфировидных биотитовых и двуслюдяных гранитов, прорывающих среднеюрские песчано-сланцевые отложения. Последние вмещают и пегматиты. Пегматитовые жилы группируются в несколько серий и имеют незональное строение.

\* Все названия полей в работе — условные.

В эндоконтакте гранитного массива развиты маломощные жилы средне-крупнозернистых лепидолит-кварц-альбитовых пегматитов. Здесь же, в ближайшем экзоконтакте массива, в сланцах залегают более крупные жилы сподумен-кварц-альбитового состава с лепидолитом, мусковитом, калишпатом. Вторая жильная серия, на расстоянии около 1 км от массива, представлена относительно маломощными жилами кварц-альбитового с калишпатом и лепидолитом состава, нередко полосчатой текстуры. Близки к ним по составу пегматиты серии 3 (2 км от массива), но они содержат в заметных количествах сподумен, и в них гораздо более редок лепидолит. Мощность жил здесь достигает нескольких метров. Еще далее, в 3 км от массива, залегают одиночная жила среднезернистого кварц-альбитового пегматита. Характерными акцессорными минералами пегматитов поля являются апатит, берилл, тантало-ниобаты. Кроме того, граниты массива содержат разрозненные тела существенно калишпатовых илиривидных пегматитов.

**Центральное поле** является наиболее крупным в описываемом поясе. Здесь известны лишь небольшие штокообразные тела мезозойских биотитовых и двуслюдяных гранитов, вблизи выходов которых развиты существенно калишпатовые и олигоклаз-кварц-калишпатовые пегматиты, а на удалении — многочисленные тела альбит-кварц-калишпатовых и калишпат-кварц-альбитовых обычно незональных пегматитов с участками мелкоблокового сложения и кварц-мусковитового состава. Характерным акцессорным минералом этих пегматитов является берилл.

Наибольший интерес представляет главная жильная зона, вытянутая в северо-западном направлении вдоль зоны разломов. Жильные тела мощностью до 10 м и более располагаются кулисообразно. Состав их определяется главным образом двумя комплексами: мелкозернистым кварц-альбитовым или калишпат-кварц-альбитовым и резко неравнозернистым калишпат-сподумен-кварц-альбитовым (нередко с мусковитом), в котором блоки калишпата и кристаллы сподумена ориентированы по нормали к контактам жил. Сподуменсодержащий комплекс тяготеет к центральному, а мелкозернистый кварц-альбитовый — к внешним частям тел. Часто наблюдается полосчатое строение жил, обусловленное чередованием зон, представленных этими комплексами. В некоторых жильных телах развиты тонко-мелкозернистые породы фельзитовидного облика, имеющие сподумен-кварц-альбитовый состав (до 20—25% сподумена).

В пределах главной жильной зоны имеется несколько петалитсодержащих пегматитовых жил, а также тела крупнозернистых до мелкоблоковых калишпат-мусковит-кварц-клевеландитовых пегматитов с лепидолитом, цветными турмалинами, вробьевитом.

Характерными акцессорными минералами пегматитов поля являются гранат, берилл, тантало-ниобаты, касситерит.

**Северо-Восточное поле** — яркий пример зональных пегматитовых полей. Поле расположено в восточном экзоконтакте крупного массива биотитовых, мусковитовых и двуслюдяных гранитов. В 0,8—1 км восточнее массива обнажается крупное штокообразное тело гранит-пегматитов кварц-калишпат-олигоклазового состава; многочисленные апофизы которого являются начальными членами сложной жильной пегматитовой серии, простирающейся в северо-восточном направлении. В направлении на северо-восток гранит-пегматиты последовательно сменяются собственно пегматитовыми жилами кварц-калишпат-олигоклазового, калишпат-кварц-альбитового, кварц-альбитового и кварц-альбитового с лепидолитом и сподуменом состава.

Пегматитовые жилы развиты не только на продолжении гранит-пегматитовых апофиз, но и в стороны от области развития последних, веерообразно окаймляя гранит-пегматиты. Состав их изменяется таким образом, что наиболее редкометалльные жилы, в том числе с лепидолитом и споду-

меном, располагаются на максимальном удалении от гранит-пегматитов.

**Восточное поле** локализовано в восточной части блокового поднятия. Пегматиты наиболее детально изученной главной жильной зоны этого поля подробно описаны М. В. Кузьменко [9]. Они сгруппированы в несколько серий.

Серия 1 представлена крутопадающими плитообразными пегматитовыми жилами мощностью до 2 м калишпат-кварц-(альбит)-олигоклазового, иногда калишпат-кварц-альбитового состава, средне-крупнозернистой структуры.

Серии 2 и 3 имеют в целом калишпат-кварц-альбитовый, в отдельных сечениях альбит-кварц-калишпатовый состав. Жилы характеризуются многочисленными раздувами и пережимами, маломощные участки жил и внешние зоны в раздувах сложены неравномернозернистым калишпат-кварц-альбитовым пегматитом, иногда с заметным количеством мусковита. Внутренние зоны — существенно калишпатовые, мелко-крупноблоковой структуры.

Пегматиты жильных серий 4 и 5 имеют сложную форму, калишпат-кварц-(альбит)-олигоклазовый состав. Преобладающая структура — неравномернозернистая, в меньшей степени развиты участки мелкоблокового калишпата либо графической структуры, иногда — полосчатого мелкозернистого мусковит-кварц-альбитового пегматита. На восточных флангах этих серий развиты маломощные жилы мусковит-калишпат-кварц-олигоклазового состава неравномернозернистой структуры.

Пегматитовые жилы серий 6 и 7 имеют максимальную мощность, наиболее сложную форму и строение. Внешние зоны жил сложены неравномернозернистым пегматитом, состоящим из альбит-олигоклаза, калишпата, кварца и незначительного количества мусковита. Ближе к осевым частям увеличивается зернистость с переходом к мелкоблоковой структуре, занимающей значительный объем жильных тел. Промежутки между блоками калишпата выполнены средне-крупнозернистым кварц-калишпат-олигоклазовым комплексом с мусковитом и альбитом. Известно пегматитовое тело с неравномернозернистой кварц-сподумен-олигоклазовой зоной в центральной части.

Характерные акцессорные минералы пегматитов поля — берилл, гранат, тантало-ниобаты, касситерит.

**Южное поле** приурочено к южной части блокового поднятия и располагается в северо-восточном экзоконтакте крупного гранитного плутона. Пегматиты связываются с фазой двуслюдяных гранитов. Простираение жил согласно с простираением самого поля в северо-западном направлении вдоль контакта массива, а смена типов пегматитов с удалением от гранитов осуществляется главным образом в северо-восточном направлении. По особенностям состава и строения пегматитов это поле имеет много общего с Северо-Восточным. Здесь также широко развиты мощные гранит-пегматитовые тела, сменяющиеся альбит-кварц-калишпатовыми и далее калишпат-кварц-альбитовыми с мусковитом и существенно кварц-альбитовыми пегматитами. Однако литиеносные жилы отсутствуют. В раздувах альбит-кварц-калишпатовых жил развиты средне-крупнозернистая графическая, пегматоидная и блоковая зоны. С увеличением роли альбита в жилах растет количество мусковита, уменьшается размер зерен минералов. Характерные акцессорные минералы — берилл, тантало-ниобаты, гранат.

Отдельное поле расположено в области широкого развития разновозрастных гранитоидов. Редкометалльные пегматиты связываются здесь с верхнеюрскими лейкократовыми биотитовыми гранитами, имеющими подчиненное площадное развитие. Широко представлены безрудные кварц-плаггиоклаз-калишпатовые, реже существенно калишпатовые с шерлом

и мусковитом пегматиты, часть из которых, вероятно, имеет домезозойский возраст. Редкометалльные пегматиты сгруппированы в жильные серии.

Пегматиты слагают, как правило, незональные или участково-зональные с раздувами и пережимами тела небольшой мощности, калишпат-кварц-альбитового или же мусковит-кварц-альбитового состава с участками кварц-мусковитового или мусковит-альбитового состава. В жильных сериях 1—4 в отдельных сечениях развиты блоковые калишпатовые зоны. В основном же структура пегматитов варьирует от мелко- до крупнозернистой. Мусковит-альбитовый и кварц-мусковитовый комплексы наиболее характерны для жил серий 1 и 2, где типичными акцессорными минералами являются топаз, флюорит, гранат, апатит, тантало-ниобаты. В жилах серий 3 и 4 кроме граната, апатита, касситерита и тантало-ниобатов присутствуют берилл, форманит, гадолинит, эвксенит, иногда лепидолит. Отличительной особенностью жил серии 5 является наличие в пегматитах сподумена. Они содержат также тантало-ниобаты, берилл, касситерит.

Наиболее сложное строение и состав имеет зональное линзовидное тело серии 6. Внешние зоны его сложены в основном мелкозернистым кварц-альбитовым пегматитом с турмалином, а внутренние зоны преимущественно калишпат-кварцевые блоковые. В последних присутствуют участки и гнезда кварц-мусковитового, мусковит-альбитового, клевеландитового состава. Из редкометалльных минералов развиты сподумен, лепидолит, берилл, микролит, Та-эшинит, касситерит. Ю. И. Филиппова указывает также на наличие в пегматите поллуцита [13]. В пустотах кварцевого ядра этой жилы развиты кристаллы дымчатого кварца, иногда полихромного турмалина.

#### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕГМАТИТОВ

При геохимической характеристике автор придерживался классификации редкометалльных гранитных пегматитов М. В. Кузьменко с соавторами [10]. Для определения геохимической специализации и, следовательно, геохимических типов изученных пегматитов использовался 20-кратный уровень превышения концентраций редких элементов в пегматитах по сравнению с кларками кислых пород. Содержания петрогенных и редких элементов в пегматитах приведены в табл. 1.

**Юго-Западное поле.** По содержаниям петрогенных компонентов пегматиты серий 1, 2 и 3 существенно не различаются. Исключение составляет лишь кварц-альбитовая жила серии 4, выделяющаяся низким содержанием К, гораздо более высоким значением суммы Fe, Mn, Mg, и Ca ( $\Sigma\text{Fe}$ ) и низким значением отношения K/Na. Для нее характерна также максимальная величина отношения Si/Al. Участки жил, сложенные сподумен-кварц-альбитовым комплексом, выделяются минимальными содержаниями щелочей и максимальными — Al. От пегматитов других полей пегматиты данного поля отличаются резко пониженными значениями  $\Sigma\text{Fe}$ . По соотношению Si и Al они относятся к группе высокоглиноземистых пегматитов [8].

По мере удаления пегматитов от гранитного массива параллельно с уменьшением количества лепидолита и сподумена в них закономерно снижаются содержания Li, Rb, Cs, Tl, В и особенно F (в 14 раз) и возрастают значения  $\text{K}/(\text{Rb}+\text{Cs})$  и  $\text{Rb}/\text{Cs}$ . В этом же направлении уменьшается количество элементов с 20-кратным превышением над кларками. Так, специализация пегматитов серий 1 и 2 — комплексная (Be—Li—Cs—Sn—Ta), а серии 4 — олово-танталовая. Содержания Р не превышают 0,01%, редкие земли обнаружены лишь в серии 1, где наблюдается минимум содержаний Y. Величина Ta/Nb всегда больше 1.

Для **Центрального поля** количество данных — наименьшее. Сподумен-калишпат-кварц-альбитовые пегматиты, как и пегматиты Юго-Запад-

ного поля, являются высокоглиноземистыми ( $Si : Al = 3,5-4,0$ ), но относятся к другому, бериллий-литиевому геохимическому типу, концентрирующему также Sn. Внутренние резко неравномернoзернистые зоны со сподуменом отличаются от внешних аплитовидных главным образом по содержаниям Li и K и Ta/Nb.

Калишпат-кварц-альбитовые пегматиты — среднеглиноземистые ( $Si : Al > 4$ ) и несут гораздо более бедное бериллий-оловянное оруденение. Они отличаются от литиеносных пегматитов резко повышенными значениями  $K/Na$  и  $K/(Rb+Cs)$ .

В целом же пегматиты Центрального поля имеют максимально высокие из всех изученных полей значения  $\Sigma Fe$ . Они содержат заметные количества R и относительно бедны Rb, Cs, Ta, Nb.

Гранит-пегматиты и безрудные пегматиты Северо-Восточного поля среднеглиноземистые ( $Si : Al > 4$ ), а литиеносные пегматиты — высокоглиноземистые ( $Si : Al < 4$ ). От гранит-пегматитов к лепидолит-кварц-альбитовым пегматитам возрастают содержания всех редких элементов, Na, F (исходя из минерального состава), значения Ta/Nb и, наоборот, снижаются содержания Si,  $\Sigma Fe$  и  $K/Na$ ,  $K/(Rb+Cs)$ , Rb/Cs, Si/Al. Редкометалльные жилы относятся к комплексному геохимическому типу, как и пегматиты Юго-Западного поля, но в отличие от последних более богаты Rb, Cs, Be и бедны Sn и Ta.

Восточное поле. Мусковит-калишпат-кварц-олигоклазовые и калишпат-кварц-(альбит)-олигоклазовые пегматиты жильных серий 4 и 5 с убогой олово-бериллиевой минерализацией являются среднеглиноземистыми и характеризуются высокими значениями  $\Sigma Fe$ ,  $K/Na$  и  $K/(Rb+Cs)$ . Относительно высокоглиноземистые пегматиты жильных серий 1—3, среди которых преобладают калишпат-кварц-альбитовые тела, принадлежат тантал-бериллиевому геохимическому типу, несущему также оловянное оруденение. Параллельно с возрастанием содержаний Ta, Be, Sn в пегматитах увеличиваются концентрации Rb, Cs, Tl, значения Ta/Nb и Si/Al. Продуктивные пегматиты поля более богаты F и, наоборот, беднее P, однако по сравнению с пегматитами комплексного типа содержания P в них все же намного выше. Лантаноиды в пегматитах поля не обнаружены. Содержания Y не превышают 4 г/т.

Пегматиты Южного поля относятся к тому же тантал-бериллиевому геохимическому типу, что и пегматиты Восточного поля, но с большим уклоном в сторону Be, кроме того, они практически безрудны в отношении Sn. Для них характерны минимальные концентрации Rb, Cs, Tl, В. Существенно олигоклазовый мелкозернистый (аплитовидный) комплекс среднеглиноземистых гранит-пегматитов отличается от неравномернoзернистого кварц-калишпат-олигоклазового («пегматитового») комплекса этих же пород резким преобладанием Na над K и гораздо более высоким значением  $\Sigma Fe$ . Независимо от содержаний K гранит-пегматиты в сравнении с продуктивными пегматитами характеризуются гораздо более высокими значениями  $K/(Rb+Cs)$ , Rb/Cs и очень низким значением Ta/Nb. По содержаниям F, P, Tl, TR описываемые пегматиты аналогичны пегматитам Восточного поля.

Отдельное поле. Как и в предыдущих полях, безрудные пегматиты характеризуются наиболее высокими значениями  $\Sigma Fe$  и отношения Si/Al, попадая в группу среднеглиноземистых пегматитов. По этому показателю к ним также тяготеют некоторые мусковит-кварц-альбитовые жилы серий 1 и 2, содержащие только оловянную минерализацию. Редкометалльные жилы поля относятся к комплексному геохимическому типу и попадают в группу высокоглиноземистых пегматитов. В отличие от безрудных жил в них Na преобладает над K, Ta над Nb, резко повышены содержания Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be, Sn, F, Tl, а значения  $K/(Rb+Cs)$  и Rb/Cs, наоборот, снижаются, особенно в жилах с наиболее комплексной минера-

Содержания петрогенных (%) и редких элементов (г/т)

Поле; геохимический тип [10]	Пегматит	Комплекс, серия	K	Na	Si	Al	ΣFe	F
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Юго-Западное; комплексный	Лепидолит-кварц-альбитовый	Серия 1	2,56	4,50	33,78	8,66	0,37	0,67
	Кварц-альбитовый с лепидолитом	» 2	2,58	5,00	33,28	9,15	0,36	0,70
	Сподумен-кварц-альбитовый	» 3	1,92	2,94	33,68	10,14	0,45	0,12
	Кварц-альбитовый	» 3	2,45	4,14	34,45	8,78	0,49	0,08
	»	» 4	1,18	5,00	34,30	8,63	1,02	0,05
Центральное; бериллий-танталитиевый	Сподумен-калишпат-кварц-альбитовый	Аплитовидный калишпат-кварц-альбитовый комплекс	2,31	3,95	32,92	8,91	1,50	—
		Сподумен-калишпат-кварц-альбитовый резко неравномернозернистый комплекс	1,79	3,42	33,18	9,18	1,81	—
	Калишпат-кварц-альбитовый неравномернозернистый с блоковыми зонами		2,68	2,75	34,59	8,00	1,84	—
Северо-Восточное [13]; комплексный	Калишпат-олигоклазовый гранит-пегматит		2,61	3,55	35,40	8,14	1,16	—
	Калишпат-кварц-альбит-олигоклазовый		2,93	3,72	35,10	7,84	1,93	—
	Лепидолит-кварц-альбитовый со сподуменом	Калишпат-кварц-альбитовый с лепидолитом и сподуменом комплекс	2,65	4,48	33,75	8,59	1,25	—
		Лепидолит-кварц-альбитовый комплекс	2,52	4,30	32,61	9,61	0,47	—
	Кварц-альбитовый с лепидолитом и сподуменом комплекс	Кварц-альбитовый с лепидолитом и сподуменом комплекс	1,25	3,96	34,08	8,88	1,64	—
	Лепидолит-кварц-альбитовый комплекс	2,77	4,41	32,63	8,76	0,80	—	
Восточное; тантал-бериллие-вый	Мусковит-калишпат-кварц-олигоклазовый	Серия 4—5	3,59	2,95	33,99	7,96	,38	0,09
	Калишпат-кварц-(альбит)олигоклазовый	Серия 4—5	2,45	3,49	35,38	7,28	1,28	0,03
		» 1	2,37	4,81	33,80	8,52	0,73	0,12
	Калишпат-кварц-альбитовый	Серия 2	2,33	4,95	33,59	8,53	0,99	0,06
» 3		3,48	4,07	32,43	9,09	0,66	0,10	
Сподумен-калишпат-кварц-альбитовый	Серия 6, 7 [9]	2,82	3,88	32,08	9,58	1,69	—	
Южное; тантал-бериллие-вый	Калишпат-олигоклазовый гранит-пегматит	Существенно кварц-олигоклазовый мелкозернистый комплекс	1,69	4,67	34,17	8,20	1,41	0,14

Таблица 1

## И индикаторные отношения в пегматитах

P	B	Li	Rb	Cs	Ta	Nb	Be	Sn	Tl	ΣTR	Y	Ta/ Nb	K/Na	K/ (Rb+ Cs)	Rb/Cs	Si/ Al
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
<0,01	135	<u>500*</u>	1480	<u>250</u>	<u>417</u>	86	<u>110</u>	<u>600</u>	6,3	47,0	2,5	4,85	0,57	1,5	5,8	3,81
<0,01	82	<u>500</u>	1620	<u>212</u>	<u>185</u>	95	69	<u>645</u>	6,7	Не обн.	6,2	1,95	0,52	14,4	8,8	3,64
0,01	56	500	1360	82	<u>100</u>	71	50	<u>560</u>	4,0	Не обн.	3,1	1,41	0,65	13,3	16,6	3,32
<0,01	42	54	720	66	<u>164</u>	105	81	<u>430</u>	4,0	Не обн.	5,1	1,56	0,59	31,2	10,9	3,92
<0,01	66	8	328	36	<u>344</u>	111	63	<u>87</u>	2,5	Не обн.	5,4	3,10	0,24	33,1	9,1	3,95
0,10	80	410	620	51	65**	52**	<u>210</u>	<u>790</u>	—	—	—	1,21	0,58	34,4	12,1	3,69
0,05	80	<u>500</u>	760	51	36**	77**	<u>180</u>	<u>700</u>	—	—	—	0,46	0,52	22,1	15,0	3,61
0,05	110	220	375	45	—	—	<u>140</u>	<u>290</u>	—	—	—	—	0,97	63,8	8,3	4,32
0,06	150	106	275	18	8	34	3	8	—	—	—	0,23	0,73	89,1	15,3	4,35
Не обн.	135	138	370	Не обн.	16	146	7	16	—	—	—	0,11	0,78	79,2	—	4,48
0,07	300	<u>500</u>	>825	85	<u>148</u>	63	53	<u>333</u>	—	—	—	2,35	0,59	<29,1	>9,7	3,93
0,03	200	<u>500</u>	<u>4400</u>	<u>820</u>	<u>205</u>	63	<u>251</u>	<u>214</u>	—	—	—	3,25	0,59	4,8	5,4	3,39
Не обн.	—	<u>500</u>	>825	<u>290</u>	<u>91</u>	56	<u>115</u>	43	—	—	—	1,63	0,32	<11,2	>2,9	3,84
Не обн.	—	<u>500</u>	>825	<u>480</u>	<u>148</u>	82	<u>240</u>	<u>600</u>	—	—	—	1,80	0,63	<21,2	>1,7	3,72
0,08	83	134	480	26	10	32	100	<u>87</u>	2,3	Не обн.	3,0	0,30	1,22	70,9	18,5	4,27
0,06	34	14	520	24	56	73	60	<u>100</u>	4,0	Не обн.	2,0	0,77	0,70	45,0	21,7	4,86
0,03	50	8	1040	48	<u>83</u>	83	87	<u>100</u>	6,3	Не обн.	2,4	1,00	0,49	21,8	21,7	3,97
0,04	55	58	660	48	<u>150</u>	200	87	<u>87</u>	6,0	Не обн.	2,9	0,74	0,47	32,9	13,7	3,94
0,04	76	30	1020	<u>170</u>	<u>166</u>	85	<u>115</u>	<u>370</u>	7,9	Не обн.	4,0	1,94	0,85	29,2	5,9	3,57
—	—	<u>500</u>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,73	—	—	3,35
0,05	25	40	180	8	—	—	6	26	3,6	Не обн.	9,0	—	0,36	89,9	22,5	4,17

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Южное; тантал- бериллие- вый	Калишпат-олигокла- зовый гранит-пегматит	Средне-крупнозер- нистый кварц-кали- шпат-олигоклазо- вый комплекс	3,50	3,16	34,83	7,88	0,79	0,08
	Кварц-калишпат-аль- битовый (с мусковитом)	Мусковит-кварц- альбитовый комплекс Мелкозернистый существенно альби- товый комплекс Сахаровидного альбита комплекс	0,74	5,70	35,05	9,23	0,68	0,08
			0,72	6,15	—	—	—	—
			0,20	7,20	33,24	9,25	0,40	0,03
Мусковит-калишпат- кварц-альбитовый		1,19	5,02	34,56	8,40	0,88	0,09	
Отдельное; комплекс- ный	Крупнозернистый кварц-калишпат-олиго- клазовый с шерлом Неравномернозерни- стый (до мелкоблоково- го) кварц-калишпат- (альбит) олигоклазовый	Серия 1, 2 » 1, 2 » 3, 4 » 5	3,76	2,20	34,90	7,23	1,53	0,03
			3,38	2,52	34,74	7,58	1,18	0,03
	2,28		2,80	34,65	8,76	0,93	0,09	
	2,81		3,82	—	—	—	—	
	2,28		4,26	33,21	9,39	0,77	0,08	
	1,98		4,00	34,05	8,79	0,78	0,09	
Зонально дифферен- цированный кварц-ка- лишпат-альбитовый	Крупночешуйча- тый кварц-мускови- товый комплекс, се- рия 6 Кварц-альбитовый с шерлом комплекс Калишпат-кварц- клевеландитовый комплекс	4,56	0,35	30,69	10,19	0,73	2,40	
		0,18	4,00	34,82	8,90	1,38	0,15	
		3,23	3,30	34,03	8,38	0,64	0,25	

\* Подчеркнуты содержания, в двадцать и более раз превышающие кларки элементов в кислых  
+ Nd + Yb; сл. — следы.  
\*\* Данные Ю. И. Филипповой [13].

лизацией (серии 5 и 6). Для пегматитов данного поля не характерен Р. Отличительная особенность их — повышенные содержания редких земель, не обнаруженные в остальных полях, в том числе гораздо более высокий уровень концентраций Y.

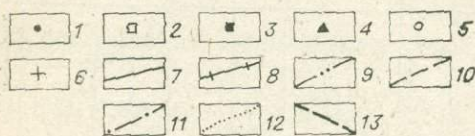
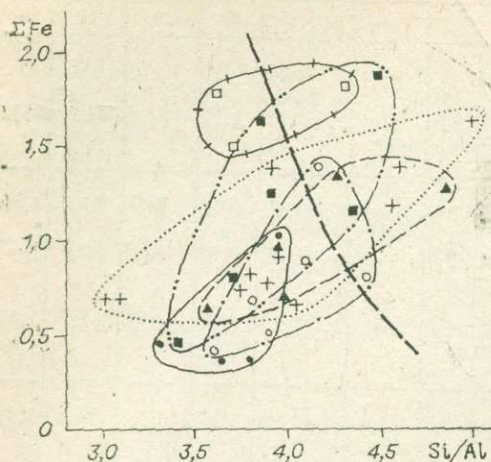
Из вышеизложенного следует, что в петрохимическом аспекте во всех изученных полях эволюция пегматитов от безрудных (или несущих только оловянную минерализацию) к собственно редкометальным наиболее ярко проявляется в снижении содержаний  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , Mn, Mg, Ca и увеличении глиноземистости параллельно со снижением кремнекислотности пород (Si/Al). Рост глиноземистости от ранних (безрудных) к более поздним (редкометальным) типам установлен для докембрийских пегматитов Северо-Запада СССР В. В. Гордиенко [6] и еще раньше отмечался для редкометальных пегматитов А. И. Калитой с соавторами [8]. В нашем случае

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
0,05	8	40	368	6	6	38	8	34	3,1	He обн.	2,4	0,17	1,11	93,6	61,3	4,42
0,15	28	52	136	8	<u>87</u>	139	57	42	3,5	He обн.	2,8	0,62	0,13	51,4	17,0	3,80
—	—	83	125	13	<u>86</u>	84	<u>180</u>	34	2,5	—	—	1,02	0,12	52,2	9,6	—
0,11	14	Сл.	34	6	<u>120</u>	72	<u>160</u>	<u>600</u>	1,0	He обн.	2,5	1,67	0,03	50,0	5,7	3,59
0,04	38	52	296	20	<u>80</u>	70	<u>116</u>	<u>110</u>	2,2	He обн.	3,7	1,14	0,24	37,7	14,8	4,11
<0,01	790	37	256	13	4	15	5	30	2,5	76,4	46	0,29	2,00	155,0	19,7	4,80
<0,01	44	32	200	8	3	13	4	8	1,8	23,2	23	0,25	1,34	162,5	25,0	4,58
<0,01	10	34	560	26	32	54	10	160	1,8	37,0	18	0,59	0,81	38,9	21,5	3,96
—	—	110	700	<u>140</u>	<u>172</u>	196	—	<u>1450</u>	4,2	2,3	16	0,88	0,74	33,6	5,2	—
<0,01	81		790	90	<u>132</u>	52	<u>110</u>	<u>400</u>	3,1	63,0	36	2,54	0,54	25,9	8,8	3,54
0,03	77	246	920	<u>134</u>	<u>70</u>	57	<u>125</u>	<u>500</u>	2,9	—	—	1,23	0,48	18,8	6,9	3,88
<0,01	500	<u>500</u>	<u>4200</u>	<u>3360</u>	<u>140</u>	141	<u>120</u>	<u>158</u>	21,0	100,0	8	3,44	13,3	6,0	1,3	3,01
0,01	2300	340	14	38	<u>215</u>	25	60	<u>79</u>	He обн.	88,6	6	8,34	0,05	34,6	0,37	3,91
0,01	450	<u>500</u>	1380	<u>1380</u>	<u>570</u>	140	<u>300</u>	<u>270</u>	8,7	94,1	13	4,06	0,98	11,2	1,00	4,06

породах; прочерк — нет данных;  $\Sigma Fe = Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca$ ;  $\Sigma TR = Ce + La +$

«критические» значения  $\Sigma Fe$  и  $Si/Al$  для всех полей очень близки, что позволяет провести на диаграмме в соответствующих координатах единую линию раздела составов безрудных (и оловоносных) пегматитов от собственно редкометалльных (см. рисунок).

Области составов пегматитов на диаграмме для всех полей имеют более или менее отчетливо выраженный линейный характер и в значительной мере перекрываются, особенно в случаях геохимически однотипных полей, например Восточного и Южного. Наиболее обособленное положение занимают сподуменовые пегматиты литиевого геохимического типа, характеризующиеся максимальными высокими значениями  $\Sigma Fe$ , что отличает их, в частности, от сподуменовых пегматитов в полях комплексного редкометалльного типа. В целом чем более комплексный характер минерализации имеют пегматиты, тем ниже в них значения  $\Sigma Fe$ ,  $Si/Al$ , а также



Состав пегматитов в координатах  $\Sigma Fe-Si/Al$ .

1-6 — точный состав пегматитов полей: 1 — Юго-Западного, 2 — Центрального, 3 — Северо-Восточного, 4 — Восточного, 5 — Южного, 6 — Отдельного; 7-12 — области составов пегматитов полей; 7 — Юго-Западного, 8 — Центрального, 9 — Северо-Восточного, 10 — Восточного, 11 — Южного, 12 — Отдельного; 13 — линия раздела областей составов безрудных и продуктивных пегматитов.

$K/(Rb+Cs)$  и  $Rb/Cs$  и выше  $Ta/Nb$ . Это проявляется при сравнении не только пегматитов разных типов, но и разных зон, комплексов в одном теле, например литиеносных «сподуменовых» и «лепидолитовых» в жилах Северо-Восточного поля (см. табл. 1, рисунок).

Из редких элементов кроме  $Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be$ , непосредственно определяющих ценность пегматитов, в качестве ин-

дикатора редкометалльной минерализации в жилах может использоваться также  $Tl$ , ведущий себя аналогично  $Rb$  и  $Cs$ .

Пегматиты комплексного типа очень бедны  $P$  и являются гораздо более фтористыми по сравнению с пегматитами бериллий-тантал-литиевого и тантал-бериллиевого типов, для которых характерны довольно устойчивые содержания  $P$  на уровне 0,04—0,15%.

### КАЛИЕВЫЙ ПОЛЕВОЙ ШПАТ

Калишпат является одним из наиболее информативных минералов при изучении эволюции и специализации пегматитов. По уровням содержаний элементов-примесей в калишпатах надежно различаются пегматиты разных уровней глубинности — редкометалльные, мусковитовые, редкоземельные [1, 3, 4, 19, 20 и др.]. В. В. Гордиенко [5] предложил диаграмму для оценки редкометалльных пегматитов по составу калиевого полевого шпата. Успешно используется состав калишпата и при изучении зональности пегматитовых полей [11, 15]. Данные автора приведены в табл. 2.

Для пегматитов Юго-Западного поля калишпат не характерен. Он наблюдается лишь в безрудных шпировых пегматитах среди гранитов и в редкометалльных жильных сериях 2 и 3. В безрудных пегматитах наблюдаются минимальные содержания  $Rb, Cs, Tl$  и  $Sn$  в калиевом полевоом шпате — на уровне, характерном и для безрудных пегматитов других полей. В редкометалльных жилах содержания этих элементов возрастают в 5—10 раз, а отношение  $K/(Rb+Cs)$  снижается в 5 раз, причем наблюдается опережающее обогащение калишпата  $Cs$  относительно  $Rb$ . Вариации содержаний  $Rb$  незначительны,  $Ba$  и  $Sr$  — существенны, но причина их не ясна.

В Центральном поле колебания содержаний щелочных элементов в калишпатах невелики. Наиболее информативным элементом является  $Rb$ . Содержания его в калишпат-кварц-альбитовых пегматитах с бериллиевой минерализацией не превышают 2100 г/т, а в литиевых пегматитах со сподуменом и петалитом — не ниже 2700 г/т. Калишпат-кварц-

Содержание К, Na (%) и элементов-примесей (г/т) и индикаторные отношения в калишпатах

Поле	Пегматит	Зона, комплекс, серия	Число проб	К	Na	Rb	Cs	Ba	Sr	Pb	Sn	Tl	$\frac{K}{(Rb+Cs)}$	Rb/Cs	Rb/Ba
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Юго-Западное	Крупнозернистый, мелкоблоковый кварц-калишпатовый	Безрудный комплекс	3	11,20	1,87	1400	62	52	42	98	3,2	5,1	86,8	22,0	26,3
	Кварц-альбитовый с лепидолитом	Серия 2	2	11,56	1,96	2900	375	550	87	92	5,3	17,0	37,5	7,6	10,5
	Кварц-альбитовый со сподуменом	Серия 3	4	12,07	1,42	6160	726	54	47	70	10,1	51,0	18,4	13,0	125,6
Центральное	Калишпат-кварц-альбитовый неравномернозернистый с блоковыми зонами	Участки графической структуры	2	10,54	1,98	1850	42	2,6	2,6	48	11,0	6,1	55,2	44,0	71,0
		Блоковые участки	6	10,44	2,22	2080	400	60	40	84	15,8	11,6	47,9	20,8	34,7
		Идиоморфные выделения в аплитовидной зоне	3	10,52	1,86	1820	74	40	27	76	10,5	9,3	55,6	24,6	45,5
	Сподумен-калишпат-кварц-альбитовый	Неравномернозернистая эндоконтактная зона (без сподумена)	1	10,54	2,00	2040	57	37	30	79	17,4	24,0	50,0	35,7	55,1
		Центральные сподуменсодержащие зоны	5	10,67	1,71	3360	104	58	52	118	16,0	33,1	30,8	32,3	58,0
	Калишпат-кварц-альбитовый с петалитом и сподуменом	Блоковые выделения	2	10,51	1,64	3000	96	44	40	98	15,8	24,0	34,0	31,2	68,2
	Калишпат-мусковит-кварц-(альбит)-клеве-ландитовый с воробьевитом, цветными турмалинами	Блоковые выделения	4	10,54	1,68	2625	127	97	36	82	14,5	16,1	37,6	20,7	27,0

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Северо-Восточное	Гранит-пегматит	Участок гранитной структуры гранит-пегматита	1	11,00	1,78	600	10	2400	120	79	1,2	Не опр.	180,3	60,0	0,25
	Гранит-пегматит	Участки графической структуры, мелкие блоки	2	10,35	1,53	1200	35	56	41	91	3,5	1,2	83,8	34,3	21,4
	Кварц-калишпат-олигоклазовый	Участки альбитизации	6	10,68	1,74	2065	65	62	30	36	10,2	3,9	50,1	31,8	33,3
	Калишпат-кварц-альбитовый		4	11,12	1,78	2820	80	74	41	25	6,9	6,1	38,3	28,5	38,1
	Кварц-альбитовый		1	11,40	1,78	6000	400	84	34	36	8,5	6,8	17,8	15,0	71,4
	Кварц-альбитовый с лепидолитом и сподуменом		3	11,03	1,48	7800	670	43	38	51	Не опр.	91,3	13,0	11,6	181,4
	Лепидолит-кварц-альбитовый со сподуменом		1	10,90	1,33	10 200	2900	26	37	—	—	—	8,3	3,5	392,3
Восточное	Мусковит-кварц-олигоклазовый	Серия 4—5	2	11,70	1,22	1350	55	180	52	100	11,0	2,7	86,1	24,6	8,9
	Калишпат-кварц-(альбит)олигоклазовый, мелкие блочки	Серия 4—5 » 1	3	11,37	1,59	1447	37	81	50	95	12,2	7,9	77,4	40,2	14,9
			4	11,81	1,43	4500	164	40	39	56	14,9	39,0	25,7	30,0	123,7
	Калишпат-кварц-альбитовый, мелкоблоковые участки	» 2 » 3 » 6, 7	2	11,84	1,40	4015	250	118	56	71	14,5	27,5	27,8	16,8	45,8
			3	11,86	1,45	3280	129	58	44	111	15,0	22,0	35,2	26,0	63,1
3			11,28	1,52	3800	190	31	41	86	14,6	25,0	29,4	27,7	125,5	
То же, со сподуменом	» 6, 7	1	11,45	1,66	3520	225	30	20	50	13,2	20,0	30,6	15,6	117,3	
Южное	Калишпат-олигоклазовый гранит-пегматит	Среднекрупнозернистый кварц-калишпат-олигоклазовый комплекс	6	10,95	1,95	1120	34	61	44	41	9,1	2,8	100,0	45,0	16,5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Южное	Калишпат-олигокла- зовый гранит-пегматит	Мелкие обособления графической структуры и моноблочки	7	10,57	2,23	1080	35	58	37	42	13,1	3,1	97,1	35,7	22,8
	Кварц-(альбит)олиго- клаз-калищпатовый с крупноблоковыми зона- ми	Неравнозерни- стый кварц-калищпат- олигоклазовый комп- лекс	2	10,54	2,13	2050	57	—	—	—	—	—	55,0	36,0	—
		Блочные зоны	3	11,38	2,07	2020	84	42	25	30	15,0	5,2	54,0	26,0	21,0
	Кварц-калищпат-аль- битовый (с мусковитом)		4	11,26	1,79	2385	112	—	—	—	—	—	43,2	22,7	—
	Мусковит-калищпат- кварц-альбитовый		4	12,05	1,27	4020	288	68	48	29	23,0	17,4	28,0	18,0	49,0
Отдельное	Безрудные любого состава и структуры		12	10,60	1,72	855	49	190	70	57	3,9	1,3	140,7	16,0	7,3
	Кварц-калищпат-аль- битовый	Мусковит-кварц-аль- битовый (с калищпатов) комплекс, серия 1, 2	4	10,67	1,64	3070	155	71	45	25	4,8	10,3	35,5	41,2	36,3
		Блочные участки	6	10,68	1,64	3765	142	56	25	27	4,8	15,8	33,7	28,2	60,0
	Мусковит-кварц-аль- битовый	Серия 3, 4, мелкие блоки	7	10,97	1,56	4060	283	87	28	35	2,7	9,7	30,7	16,5	67,3
	Мусковит-кварц-аль- битовый со сподуменом	Серия 5	3	10,50	1,57	5060	220	33	10	22	6,4	3,8	19,9	23,0	153,3
	Зонально дифферен- цированный кварц-ка- лищпат-альбитовый (с лепидолитом, сподуме- ном и др.)	Серия 6	6	11,50	1,39	5400	1910	102	41	42	2,0	42	16,2	2,8	57,8

П р и м е ч а н и е. Во всех не оговоренных в таблице случаях в пробы отбирались крупнозернистые выделения калищпата.

клевеландитовые жилы с воробьевитом, цветными турмалинами, лепидолитом занимают промежуточное положение. В калиевом полевом шпате из литиевых пегматитов увеличивается и содержание Cs, но не столь отчетливо, как Rb. Литиеносные жилы отличаются от пегматитов, не содержащих сподумена и других литиевых минералов, пониженными значениями  $K/(Rb+Cs)$ . Отношение Rb/Cs здесь малоинформативно.

Калишпаты Центрального поля содержат 250—600 г/т Li, что значительно превышает уровень его содержаний в калишпатах всех других полей, причем устойчиво более высокие концентрации характерны для жил сподуменовых пегматитов.

В Северо-Восточном поле наблюдается закономерное увеличение содержаний Rb, Cs, Tl (соответственно в 17, 290 и 90 раз) и снижение значений  $K/(Rb+Cs)$  и Rb/Cs в калишпатах от гранит-пегматитов через безрудные, слабо оруденелые пегматиты к комплексным редкометальным жилам, т. е. от начальных к конечным членам жильных серий. То же самое отмечалось выше и для пегматитовых жил в целом.

По содержаниям Ba (2400 г/т) и Sr (120 г/т) резко выделяется гранитная «матрица» в телах гранит-пегматитов, но уже в мелких блоках калишпата и участках графической структуры в этих же породах содержания Ba и Sr снижаются до уровней, характерных для любых других пегматитовых жил. Лишь в литиеносных жилах комплексного типа наблюдается еще большее понижение содержаний Ba в калишпате по сравнению с телами без литиевой минерализации. Очень велики вариации Rb/Ba, закономерно изменяющегося от 0,25 в гранит-пегматите до почти 400 в лепидолит-кварц-альбитовом пегматите.

Концентрации Pb наиболее высоки в гранит-пегматитах, в 2—3 раза понижаются в средних членах пегматитовых серий и затем вновь несколько возрастают в литиеносных жилах. Для Sn характерна обратная тенденция.

В Восточном поле, где по составу и полезной минерализации пегматиты близки, геохимические различия калиевых полевых шпатов так же невелики, как и в Юго-Западном поле. Однако редкометальные с тантал-бериллиевым оруденением жилы серий 1—3, 6, 7 отличаются от оловоносных жил серий 4 и 5 достаточно надежно по гораздо более высоким содержаниям Rb, Cs, Tl, пониженным значениям  $K/(Rb+Cs)$  и повышенным — отношения Rb/Ba. Содержания Sn, Ba, Sr и Pb в них практически одинаковы.

В Южном поле, так же как и в Восточном, вариации содержаний в калишпате элементов-индикаторов редкометальной минерализации в пегматитах (Rb, Cs, Tl) невелики, но достаточно устойчивы для разбраковки жильных тел на тантал-бериллиевое оруденение. Здесь наблюдаются те же закономерности в изменении концентраций этих элементов и значений индикаторных отношений при переходе от гранит-пегматитов и безрудных пегматитовых тел к редкометальным жилам, что и в других полях. Устанавливается отчетливая положительная корреляция Sn с Rb, Cs, Tl. Вариации содержаний Ba, Sr и Pb незначительны.

Отдельное поле не представляет исключения в отношении общих закономерностей концентрирования редких элементов в калиевом полевом шпате. Здесь также с усложнением элементного состава оруденения возрастают уровни содержаний Rb, Cs, Tl, значения Rb/Ba и, наоборот, снижаются  $K/(Rb+Cs)$  и Rb/Cs отношения. Цезиеносные жилы отличаются от прочих редкометальных пегматитов почти на порядок более высокими содержаниями Cs и в 5—10 раз более низкими значениями  $K/Cs$  и Rb/Cs.

Таким образом, во всех изученных полях безрудные (и оловоносные) пегматиты надежно отличаются от собственно редкометальных пегматитов по уровням содержаний Rb, Cs, Tl в калиевых полевых шпатах и значе-

Средние содержания Li, Rb, Cs, Tl (г/т) в калиевых полевых шпатах и светлых слюдах пегматитов разных геохимических типов

Геохимический тип по [10]	Li		Rb		Cs		Tl	
	Калишпат	Слюды	Калишпат	Слюды	Калишпат	Слюды	Калишпат	Слюды
Бериллий-тантал-литиевый	460	2 970	3100	4110	95	130	31,0	9,0
Тантал-бериллиевый	93	590	3300	3790	180	215	14,0	4,3
Комплексный	24	12 100	5700	7550	600	3790	49,0	33,4
Безрудные пегматиты (в целом)	24	690	1500	1540	42	60	3,5	1,5

ниям отношений  $K/(Rb+Cs)$  и  $Rb/Ba$ . В зональных пегматитовых полях содержания этих элементов и величина  $Rb/Ba$  закономерно возрастают, а значения  $K/(Rb+Cs)$  снижаются от гранит-пегматитов и безрудных пегматитовых жил к пегматитам все более сложного состава и комплексной минерализации. В зональных полях комплексного типа конечные члены жильных серий, несущие обычно сложную минерализацию ( $Sn-Ta-Be-Li-Cs$ ), отличаются от более простых редкометалльных жил гораздо более высоким уровнем содержаний Cs в калишпате и низкими значениями  $Rb/Cs$ .

При сравнении редкометалльных пегматитов разных геохимических типов видно, что каждому из них свойственны свои уровни содержаний редких щелочей и Tl в калишпате (табл. 3). Бериллий-тантал-литиевый и тантал-бериллиевый типы пегматитов практически не различаются по концентрациям Rb, но уровень содержаний Cs в последнем типе в два раза выше. Максимально высокие уровни концентраций Rb, Cs и Tl характерны для калишпатов пегматитов комплексного типа, тогда как бериллий-тантал-литиевый тип отличается от всех других гораздо более высоким содержанием Li в калишпатах.

Остальные элементы-примеси в калишпате малоинформативны. По содержаниям Ba выделяются лишь самые начальные члены пегматитовых серий — гранит-пегматиты, да и то не во всех полях. Поведение Sr, Pb, Sn неоднозначно.

### СЛЮДЫ

Светлые слюды ряда мусковит—лепидолит, являющиеся обычным минеральным компонентом редкометалльных пегматитов, наряду с калиевым полевым шпатом представляют значительный интерес при геохимических исследованиях в связи с их большой изоморфной емкостью. Имеется большое количество работ, посвященных слюдам редкометалльных пегматитов различных регионов Советского Союза [4, 7, 11, 16, 19 и др.]; однако мезозойские пегматиты Сибири изучены в этом отношении очень слабо. Ниже делается попытка частично восполнить этот пробел (табл. 4).

В Юго-Западном поле от жильной серии 1 к серии 4 слюды меняют свой состав от лепидолита до мусковита, причем содержания Li, Rb, Cs, Be в них снижаются, а  $K/(Rb+Cs)$  отношения увеличиваются. По содержаниям Sn, Zn, Tl лепидолиты и литиевые мусковиты серий 1, 2 и 3 близки, и лишь мусковит серии 4 отличается от них более низкими концентрациями этих элементов. Уровень содержаний Pb более высок для литиевых

Содержания K, Na, F (%), элементов-примесей (г/т) и индикаторные отношения в слюдах

Поле	Пегматит	Зона, комплекс, серия	Минерал	Колич. образцов	K	Na	Li	Rb	Cs	Be	Sn	Pb	Zn	Tl	$\frac{K}{Rb+Cs}$	Rb/Cs
Юго-Западное	Лепидолит-кварц-альбитовый	Серия 1	Л	1	8,93	0,25	16 000	7950	1340	40,0	153	1,6	40	36,0	9,6	5,9
	Кварц-альбитовый с лепидолитом	» 2	ЛМ	1	9,63	0,49	7 000	5700	940	27,0	126	4,2	35	12,5	14,5	6,1
	Сподумен-кварц-альбитовый	» 3	ЛМ	1	9,28	0,50	8 500	6950	580	23,5	158	6,0	79	49,0	12,3	12,0
	Кварц-альбитовый	» 4	М	1	8,30	0,84	15	3200	890	19,5	79	2,5	22	6,5	20,3	3,6
Центральное	Калишпат-кварц-альбитовый неравномерно-зернистый с блоковыми зонами	Аплитовидные зоны	М	2	9,15	0,65	2 160	2235	95	—	—	—	—	—	39,2	23,5
		Среднезернистые участки кварц-альбитового состава	М	3	8,34	0,73	1 530	3080	150	—	—	—	—	—	25,8	20,5
		Участки кварц-мусковитового состава	М	6	8,72	0,73	1 760	2480	85	—	—	—	—	—	34,0	29,2
	Сподумен-калишпат-кварц-альбитовый	Центральные сподуменсодержащие зоны	М	3	8,71	0,42	2 970	4380	130	—	—	—	—	—	19,3	33,7
		Участки кварц-мусковитового состава	М	2	8,85	0,50	2 710	4150	115	—	—	—	—	—	20,8	36,1
	Калишпат-кварц-альбитовый с петалитом и сподуменом		М	2	8,88	0,63	3 240	3760	150	—	—	—	—	—	22,7	25,1
	Калишпат-мусковит-кварц-(альбит)клевеландитовый с лепидолитом, воробьевитом, цветными турмалинами		М	5	8,50	0,75	1 555	3730	280	—	—	—	—	—	21,2	13,3
			Л	1	8,71	0,60	22 000	6110	2820	—	—	—	—	—	9,8	2,1
Северо-Восточное	Из любых комплексов в гранит-пегматитах Кварц-калишпат-олигоклазовый Калишпат-кварц-альбитовый	Участки альбитизации	М	4	9,00	0,63	910	1340	40	19,9	63	1,8	158	1,4	65,2	33,5
			М	4	8,98	0,51	1 550	3060	105	26,2	440	1,2	455	2,6	25,2	29,1
			М	3	8,90	0,58	1 450	4770	210	31,3	460	2,7	465	6,9	17,7	22,7

Северо-Восточное	Кварц-альбитовый Кварц-альбитовый с лепидолитом и сподуменом		ЛМ	1	9,00	0,43	4 000	5100	700	47,0	980	5,5	126	23,0	15,7	7,3
			Л	2	9,13	0,40	16 800	8600	2250	25,0	204	5,8	191	62,0	13,2	3,4
Восточное	Мусковит-калишпат-кварц-олигоклазовый	Серия 4, 5	М	1	8,60	0,54	1 060	1780	140	21,0	305	He опр.	223	He опр.	44,8	12,7
			М	4	8,59	0,52	1 000	2230	75	23,2	440	<1	410	1,3	37,3	29,7
	М	5	8,49	0,47	495	5720	217	30,0	270	<1	385	6,7	14,3	26,4		
	М	6	8,64	0,54	252	4800	490	28,7	408	1,1	513	5,7	16,3	9,8		
	Калишпат-кварц-альбитовый	Серия 2 » 3 » 6, 7	М	3	8,26	0,57	288	3670	140	26,7	610	1,0	663	2,2	21,7	26,2
			М	4	8,58	0,43	1 055	3925	170	27,5	580	2,3	430	4,5	21,3	23,1
Южное	Калишпат-олигоклазовый гранит-пегматит	Крупноблоковые зоны	М	6	8,59	0,60	552	1125	30	17,0	70	<1	92	<1	74,7	37,3
			М	1	8,34	0,72	585	1430	60	21,0	110	He опр.	240	He опр.	56,2	23,6
	М	3	8,48	0,56	990	2760	70	22,7	189	<1,0	221	3,6	29,8	39,5		
	М	6	8,48	0,53	690	3970	205	28,2	217	<1,0	303	6,2	23,2	19,3		
Отдельное	Безрудные любого состава и структуры	Серия 1, 2	М	3	8,53	0,50	137	1660	100	15,7	715	8,0	249	3,2	42,7	16,6
			М	13	8,76	0,40	573	3530	207	22,1	614	4,3	645	8,4	23,4	16,7
			М	7	8,59	0,57	98	5200	667	22,2	520	9,2	405	45,5	14,9	7,8
			ЛМ	1	8,80	0,17	4 800	8800	7200	25,0	380	8,0	1620	440,0	5,5	1,2
			М	3	8,70	0,46	155	6520	640	44,5	610	7,4	210	18,7	12,1	10,2
	Мусковит-кварц-альбитовый со сподуменом	Серия 5	М	3	8,70	0,46	155	6520	640	44,5	610	7,4	210	18,7	12,1	10,2
			ЛМ	3	8,83	0,28	6 830	5970	4100	13,0	203	5,3	142	22,0	8,8	1,6
	Зонально дифференцированный кварц-каллишпат-альбитовый с лепидолитом, сподуменом, воробьевитом	Серия 6	Л	4	9,07	0,23	16 940	9350	7230	13,9	194	2,3	65	31,0	3,4	1,3
			ЛМ	4	9,07	0,23	16 940	9350	7230	13,9	194	2,3	65	31,0	3,4	1,3

Примечание. М — мусковит, ЛМ — литиевый мусковит, Л — лепидолит.

мусковитов средних серий. Отношение Rb/Cs изменяется незакономерно. Наблюдается обратная корреляция между содержаниями натрия и редких щелочей в слюдах. По сравнению с другими полями для слюд данного поля характерны минимальные содержания Zn.

Для **Центрального поля** закономерности распределения щелочей в слюдах близки к таковым в калишпате. Здесь также наиболее информативен Rb, содержания которого минимальны в калишпат-кварц-альбитовых телах с бериллиевой минерализацией и возрастают в литиеносных жилах с петалитом и сподуменом, достигая максимума в лепидолите калишпат-кварц-(альбит)-клевеландитовых пегматитов с воробьевитом и цветными турмалинами. Последние отличаются от других пегматитов поля, в том числе и сподуменных, более высоким уровнем содержания Cs и резко пониженными значениями отношения Rb/Cs. Кроме того, мусковиты сподуменных пегматитов отличаются от мусковитов других жил поля повышенными содержаниями Li.

В **Северо-Восточном поле** от гранит-пегматитов к литиеносным жилам слюды изменяют состав от мусковита до лепидолита. В этом направлении, так же как и в калишпате, в них закономерно возрастают концентрации Rb, Cs, Tl, а также Li и Pb, а значения отношений  $K/(Rb+Cs)$  и Rb/Cs столь же закономерно снижаются. Поведение Sn и Be неоднозначно. От гранит-пегматитов до кварц-альбитовых жил в жильных сериях поля наблюдается рост их содержаний в слюдах, а затем резкое снижение уровней концентраций в лепидолитах литиеносных жил с комплексным оруденением.

В **Восточном и Южном полях**, относящихся к одному геохимическому типу, особенности концентрирования элементов-примесей в слюдах, представленных исключительно мусковитами, очень близки. Наиболее надежным элементом-индикатором оруденения здесь является Rb, содержания которого в мусковите гранит-пегматитов и практически безрудных (кроме Sn) пегматитов в 2—3 раза ниже, чем в редкометалльных жилах с тантал-бериллиевым оруденением. Та же тенденция характерна для Cs и Tl, но выражена гораздо слабее и не столь устойчива. Индикаторные отношения  $K/(Rb+Cs)$  и Rb/Cs здесь также не столь показательны, как в уже описанных полях комплексного типа. А содержания Li и Be в слюдах вообще не отражают «степени редкометальности» пегматитов. В мусковите безрудных пегматитов несколько понижены концентрации Sn и Zn. Отличительную особенность пегматитов тантал-бериллиевого типа составляет очень низкий уровень содержаний Pb в слюдах.

**Отдельное поле** по геохимической характеристике слюд в целом аналогично другим полям комплексного типа, за исключением того, что здесь роль Li как элемента-индикатора редкометалльного оруденения невелика. По содержаниям надежно отличается лишь наиболее дифференцированное зональное тело серии 6 с наиболее богатым комплексным оруденением, в слюдах которого, представленных литиевым мусковитом и лепидолитом, максимальны также концентрации Rb, Cs, Tl. Эта жила даже среди редкометалльных тел выделяется гораздо более низким отношением Rb/Cs, приближающимся к 1. В редкометалльных жилах других серий мусковиты обогащены Rb, Cs и Tl в меньшей степени, однако содержания их все же в 2—7 раз выше уровней, характерных для безрудных пегматитов. Pb, Zn, Be, Sn мало информативны.

Таким образом, как и для калишпатов, наиболее интересными элементами-примесями в слюдах являются Rb, Cs и Tl, а отношениями —  $K/(Rb+Cs)$  и Rb/Cs. Для слюд характерны те же закономерности поведения названных элементов, что и для калишпатов, т. е. они также могут успешно использоваться как геохимический критерий в зональных пегматитовых полях при определении рудоносности пегматитовых жил и типа их геохимической специализации. Более того, уровни содержаний Cs

и особенно Rb в калиевых полевых шпатах и мусковитах одинаковы либо очень близки (см. табл. 3), что отмечал ранее для докембрийских пегматитов В. В. Гордиенко [4]. Значительное превышение содержаний Cs в слюдах пегматитов комплексного типа по сравнению с калиевым полевым шпатом обусловлено резким концентрированием этого элемента в лепидолите. Tl более охотно концентрируется в калишпате, а Li, наоборот, в слюдах.

### ГРАНАТ

Во всех изученных полях гранаты относятся к альмандин-спессартиновому ряду с очень незначительной примесью пиропового и гроссулярового миналов (табл. 5). Альмандиновая составляющая преобладает лишь в гранате из гранит-пегматита Южного поля. Для него характерна также максимальная из изученных образцов доля пиропового минала (2,9%). Во всех образцах из пегматитовых жил доминирует спессартиновый компонент либо доли спессартина и альмандина равнозначны. Последнее характерно для жил с бедной бериллиевой минерализацией в Северо-Восточном и Восточном полях. С увеличением «степени редкометальности» пегматитов гранаты по составу все более приближаются к спессартину, достигая максимума в жилах Отдельного поля (комплексный геохимический тип). Гранаты пегматитовых полей комплексного типа богаче гроссуляровым миналом и редкими землями по сравнению с образцами из пегматитов бериллий-тантал-литиевого и тантал-бериллиевого типов.

Содержания Sn в гранатах колеблются без какой-либо закономерности от 38 до 100 г/т и только в гранит-пегматите Южного поля резко снижаются на порядок (3 г/т). Уровень содержаний Sr в гранатах гораздо более высокий, чем в калиевых полевых шпатах, но намного ниже, чем в слюдах.

Содержания Be в гранатах варьируют от 2,4 до 7 г/т независимо от геохимического типа и продуктивности пегматитов.

### БЕРИЛЛ

Берилл — один из наиболее характерных редкометалльных минералов — присутствует в пегматитах всех изученных полей, определяя в некоторых из них специфику оруденения.

С геохимической точки зрения наибольший интерес в нем представляют щелочные элементы. Как видно из табл. 6, в берилле наблюдается увеличение содержаний Na, Li, Rb и Cs при переходе от пегматитов с ведущей бериллиевой редкометалльной минерализацией к жилам комплексного типа. В последних максимальные содержания названных элементов характерны для наиболее продуктивных в отношении редкометалльного оруденения (Li, Rb, Cs, Ta, Be, Sn) поздних комплексов. В них развиты щелочные бериллы, содержащие до 1,1%  $\text{Na}_2\text{O}$ , 3,3%  $\text{Cs}_2\text{O}$ .

Все изученные образцы относятся к натриевой разновидности (0,5—1,76%  $\text{Na}_2\text{O}$ ) с незначительной примесью CaO (0,03—0,15%). Лишь в двух образцах содержание CaO достигает 0,27—0,30%. Все бериллы содержат F в количестве от 0,02 до 0,08%. Корреляция между содержаниями F и CaO в бериллах не установлена.

### Выводы

1. Во всех изученных пегматитовых полях редкометалльные жилы надежно отличаются от безрудных и несущих лишь оловянное оруденение пегматитовых тел по геохимическим особенностям. Для редкометалльных

Таблица 5

## Состав гранатов в пегматитах

Поле	Пегматит	Зона, комплекс, серия	Ал	Сп	Пир	Гр	$\Sigma TR_2O_3$	Sn	Be
			%				г/т		
Центральное	Сподумен-калишпат-кварц-альбитовый	Внешняя аплитовидная зона	22,4	76,6	Не обн.	1,0	—	85	7,3
Северо-Восточное	Калишпат-кварц-альбит-олигоклазовый с блоковыми зонами		48,7	49,1	0,2	2,0	0,24	47	6,3
Восточное	Мелкозернистый кварц-(альбит) олигоклазовый Среднезернистый калишпат-кварц-(альбит) олигоклазовый	Серия 4, 5	48,2	51,0	0,5	0,3	Не обн.	39	4,4
		» 1	29,2	70,4	Не обн.	0,4	»	100	4,0
Южное	Гранит-пегматит	Средне-крупнозернистый кварц-калишпат-олигоклазовый комплекс	70,0	26,3	2,9	0,8	0,01	3	2,4
	Мусковит-калишпат-кварц-альбитовый	Эндоконтактная зона	39,8	58,4	0,7	1,1	0,005	38	5,2
Отдельное	Кварц-калишпат-альбитовый	Серия 1, 2	12,7	84,6	1,3	1,4	0,08	66	5,0
		Участок кварц-мусковитового состава	13,3	85,2	0,2	1,3	0,08	40	2,5

Примечание. Ал — альмандин, Сп — спессартин, Пир — пироп, Гр — гроссуляр. Прочерк — нет данных.

Щелочные элементы, кальций и фтор в бериллах (%)

Поле	Перматит	Зона, комплекс, серия	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O	CaO	F
Юго-Западное	Кварц-альбитовый	Серия 3	1,76	0,405	0,015	0,168	0,12	0,04
Центральное	Калишпат кварц-альбитовый не- равномернозернистый		0,54	0,250	0,010	0,220	0,30	Не опр.
Северо-Вос- точное	Калишпат-кварц-альбитовый с блоковыми зонами		0,70 0,50	0,073 0,120	0,002 0,007	0,035 0,035	0,03 0,04	0,02 0,05
Восточное	Калишпат-кварц-олигоклазовая жила	Участок кварц-мусковитово- го состава, серия 4, 5 Зона блокового кварца, се- рия 2	0,63	0,250	0,005	0,016	0,06	0,08
	Калишпат-кварц-альбитовая жила		0,46	0,125	0,003	0,115	0,10	0,04
Южное	Крупнозернистый кварц-калишпат- олигоклазовый с мусковитом Альбит-кварц-калишпатовый с блоковыми зонами		0,60	0,695	0,002	0,012	0,14	0,05
			0,52	0,108	0,003	0,032	0,11	0,06
Отдельное	Неравномернозернистый кварц- альбитовый с мусковитом	Серия 4	1,08	0,130	0,011	0,235	0,27	0,04
		Внутренняя зона, зеленая, серия 6	1,20	0,750	0,022	1,470	0,15	0,08
	Калишпат-кварц-клевеландитовый комплексе, зональный кристалл	Внешняя зона, розовая, се- рия 6	1,17	1,100	0,034	3,300	0,06	0,04

жил характерны: более низкие значения  $\Sigma Fe$  и  $Si/Al$  (по валу); гораздо более высокие уровни содержаний  $Rb$ ,  $Cs$ ,  $Tl$  и низкие значения  $K/(Rb+Cs)$  и  $Rb/Cs$  в калишпатах и слюдах; более высокие значения отношения  $Rb/Ba$  в калишпатах.

2. Сравнительный анализ особенностей полей разных геохимических типов, а также пегматитовых жил с различным оруденением в единых сериях зональных пегматитовых полей показывает, что усиление роли все более комплексного характера полезной минерализации в пегматитах сопровождается закономерным изменением целого ряда геохимических признаков: а) снижаются величины  $\Sigma Fe$ ,  $Si/Al$ ,  $K/(Rb+Cs)$ ,  $Rb/Cs$  и, наоборот, возрастает значение  $Ta/Nb$ ; б) среди летучих компонентов возрастает роль  $F$  и снижается —  $P$ ; в) возрастают уровни содержаний  $Rb$ ,  $Cs$ ,  $Tl$  и снижаются  $K/(Rb+Cs)$  и  $Rb/Cs$  в калишпатах и слюдах, причем пегматитам полей каждого из изученных геохимических типов свойственны свои уровни содержаний редких щелочей и  $Tl$  в этих минералах; г) возрастает доля спессартинового минерала в гранатах альмандин-спессартинового ряда; д) возрастают содержания  $Li$ ,  $Rb$  и  $Cs$  в бериллах.

3. Геохимические особенности породообразующих и акцессорных минералов позволяют не только определять формационную принадлежность пегматитов (редкоземельные, мусковитовые, редкометальные), но и геохимический тип, а следовательно, и рудную специализацию слабо изученных пегматитовых полей и отдельных пегматитовых жил в формации редкометальных пегматитов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Акелин Н. А. Элементы-примеси в породообразующих минералах фанерозойских сподуменовых пегматитов. — В кн.: Геохимические особенности минералов нефелин-сиенитовых и гранит-пегматитовых месторождений. М.: изд. ИМГРЭ, 1978, с. 34—41.
2. Гизбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — Геол. рудных месторожд., 1960, № 1, с. 45—54.
3. Гордиенко В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. М.: Недра, 1970. 235 с.
4. Гордиенко В. В. Концентрация лития, рубидия, цезия в калиевом полевоом шпате и мусковите как критерий прогнозной оценки редкометального оруденения гранитных пегматитов. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1970, ч. 99, вып. 2, с. 155—164.
5. Гордиенко В. В. Диаграммы для прогнозной оценки редкометального оруденения в гранитных пегматитах по вариациям состава калиевых полевых шпатов. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 2, с. 442—444.
6. Гордиенко В. В. Эволюция вещественного состава редкометальных гранитных пегматитов и ее возможные причины. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1979, ч. 108, вып. 2, с. 161—165.
7. Земская И. П., Акелин Н. А., Слепнева Н. С. Особенности распределения редких элементов в мусковитах сподуменовых пегматитов Юга СССР. — В кн.: Пегматитовые редкометальные месторождения. Вып. 3. М.: изд. ИМГРЭ, 1971, с. 36—50.
8. Калита А. П., Айздердзис Д. Я., Мелентьев Г. Б. и др. Сравнительный петрохимический анализ редкометальных гранитных пегматитов. — Геохимия, 1972, № 7, с. 824—833.
9. Кузьменко М. В. Закономерности распределения тантала и ниобия в слабо дифференцированных гранитных пегматитах и особенности их генезиса. — Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 16, с. 27—75.
10. Кузьменко М. В., Калита А. П., Мелентьев Г. Б. и др. Геохимическая специализация и вопросы классификации редкометальных гранитных пегматитов. — В кн.: Пегматитовые редкометальные месторождения. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1971, с. 20—47.
11. Макрыгин А. И., Макагон В. М. Распределение редких элементов в калиевых полевых шпатах и слюдах и геохимические критерии специализации пегматитов одного из районов Восточной Сибири. — В кн.: Вопросы минералогии и геохимии изверженных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1976, с. 57—69.
12. Недумов И. Б., Земская И. П. Пространственная зональность и вопросы генезиса низкотемпературных литиеносных пегматитовых полей. — В кн.: Пегматитовые редкометальные месторождения. Вып. 2. М.: изд. ИМГРЭ, 1971, с. 49—81.

13. Поля редкометалльных гранитных пегматитов/Под ред. Л. Н. Овчинникова. М.: Наука, 1976. 330 с.
14. Россковский Л. Н. Вертикальная амплитуда и зональность месторождений сподуменовых пегматитов.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4, с. 943—946.
15. Россковский Л. Н., Шмакин Б. М. Уникальный пример вертикальной геохимической зональности в пегматитах Гиндукуша (Афганистан).— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 2, с. 448—451.
16. Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М.: Наука, 1971. 292 с.
17. Солодов Н. А. Главные закономерности распределения редкометалльного оруденения в земной коре.— Геол. и геофиз., 1977, № 2, с. 11—21.
18. Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. 365 с.
19. Шмакин Б. М. Давление как фактор геохимической специализации гранитных пегматитов.— Геол. и геофиз., 1979, № 8, с. 82—88.

*Институт геохимии им. академика А. П. Виноградова  
СО АН СССР*

**В. М. Макагон, И. А. Полетаев, Г. М. Еремин**

### **ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДВУХ ТИПОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ**

В статье рассмотрены два типа редкометалльных пегматитов, распространенных в двух пегматитовых полях единого пояса, которые резко различаются по геолого-структурному положению, особенностям строения и состава жильных тел и геохимической специализацией.

Редкометалльные пегматиты первого типа распространены в пегматитовом поле I. Оно расположено в крутопадающем грабене, выполненном вулканогенно-терригенными породами, которые метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа. Эти породы смяты в систему изоклинальных складок различных порядков, разбиты на блоки многочисленными тектоническими нарушениями и прорваны интрузиями кислого, субщелочного и основного состава.

Пегматитовые тела образуют крупное линейно-вытянутое поле, располагающееся на крыле антиклинальной структуры; его контролирует зона крупного разлома и система крутых взбросо-сдвигов. Вмещающие пегматитовые тела породы представлены в основном амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми сланцами и амфиболитами.

Видимая пространственная связь пегматитового поля с гранитными массивами отсутствует. Однако пегматиты являются конечными продуктами сложного процесса глубинной дифференциации кислой магмы. Можно предполагать, что между гранитоидами и пегматитами существует парагенетическая связь, обусловленная происхождением гранитного и пегматитового расплава из единого магматического очага.

Пегматиты второго типа расположены в пегматитовом поле II, которое приурочено к осевой зоне горстового поднятия, образованного интенсивно метаморфизованными породами. Пегматитовые тела этого поля залегают в мелкозернистых ортоамфиболитах, метаморфизованных диабазах и габбро-диабазах. В поле II отсутствует четкая линейность. Оно расположено на значительном удалении от крупных глубинных разломов и имеет блоковую структуру, образуемую сетью разрывных нарушений. Наблюдается достаточно четкая приуроченность пегматитовых жил к экзоконтактовой зоне массива гранитоидов.

Пегматитовые тела в пределах поля I группируются в сложные жильные серии. Последние образованы в основном крупными крутопадающими согласными и кососекущими жилами с многочисленными раздвигами и пережимами. Кроме того, наблюдаются поперечно секущие «лестничные» жилы, быстро выклинивающиеся по простиранию и падению.

Пегматитовые жилы поля II характеризуются поперечным по отношению к оси горста простиранием, очень пологим падением и плитообразной формой. Выклинивание тел часто сопровождается разветвлением на апофизы. По морфологическим особенностям трещины, вмещающие пегматитовые жилы, определяются как трещины раздвига.

Пегматиты поля I относятся, по классификации Н. А. Солодова [4], к микроклин-альбитовому типу со сподуменом. Пегматитовые тела незональны, сложены в основном следующими структурно-парагенетическими комплексами: 1) тоннокристаллическим сподумен-кварц-альбитовым, 2) средне- и крупнокристаллическим альбит-кварц-сподумен-микроклиновым, 3) мелкозернистым кварц-мусковит-альбитовым и 4) кварц-мусковитовым (распространен слабо). Эти комплексы расположены в пегматитовых жилах без четкой закономерности, переход между ними может быть и резким, и постепенным, наблюдается также и прерывисто-полосчатое расположение участков различных комплексов. Резкие границы видны при пересечении сподумен-кварц-альбитового комплекса альбит-кварц-сподумен-микроклиновым. По сочетаниям указанных комплексов в пегматитовых жилах можно выделить ряд подтипов пегматитов, каждому из которых присуще определенное редкометальное оруденение [2]: сподумен-микроклин-альбитовый ( $Ta_2O_5$  от 0,007 до 0,015%), микроклин-альбитовый со сподуменом ( $Ta_2O_5$  до 0,01%), микроклин-альбитовый со сподуменом и поллуцитом ( $Ta_2O_5$  0,02—0,04%,  $Cs_2O$  0,3—0,7%), альбитовый ( $Ta_2O_5$  свыше 0,02%).

В поле наблюдается четкая пространственная зональность расположения пегматитов с литиевой и комплексной  $Ta - Cs - Li$  специализацией.

Пегматиты поля II относятся по составу к микроклин-альбитовым пегматитам с литиевыми минералами. Крупные тела имеют асимметрично-зональное внутреннее строение. Со стороны лежачего бока располагается зона мелкопластинчатого кварц-альбитового пегматита, над ней залегает зона блокового микроклина. В центральной части наблюдаются зона средне- и крупнопластинчатого кварц-альбитового пегматита и кварцевые блоки. В висячей части жил распространена зона тонкозернистого кварц-альбитового пегматита, развивающегося по блоковому микроклину и петалиту. Эндоконтактовая оторочка здесь сложена альбит-кварц-мусковитовым комплексом. Между кварцевым ядром и зоной крупнопластинчатого альбита наблюдаются специфические участки мелкочешуйчатого рубидиевого мусковита с обильной танталовой минерализацией, которая представлена в жилах танталитом, воджинитом, иксиолитом и микролитом.

Характерным первичным литиевым минералом является петалит. Литий концентрируется также в монтебразите, сподумене, эвкриптите, слюдах ряда лепидолит — мусковит, литиофиллите. Концентраторами Rb и Cs выступают слюды и калиевые полевые шпаты. В пегматитах широко распространены апатит, берилл, встречаются также топаз и флюорит.

Пегматитовые тела характеризуются значительной неоднородностью по простиранию строения и состава, так что участки с отмеченной зональностью сменяются незональными пегматитами или участками с неполной зональностью. В отдельных сечениях пегматитовых тел может значительно преобладать зона блокового микроклина, в других — мелкопластинчатого кварц-альбитового пегматита. Соответственно наблюдаются большие различия в степени концентрирования редких элементов в различных участках пегматитовых тел. При этом происходит закономерное обогаще-

ние щелочами и летучими компонентами жил апикальной части поля. Процессы аутометасоматического замещения в пегматитах поля II привели к образованию тонкозернистого кварц-альбитового агрегата по калиевым полевым шпатам и петалиту, сподумена и эвкриптита — по петалиту, а также, к грейзенизации.

Содержание и соотношения  $K_2O$  и  $Na_2O$  в структурно-парагенетических комплексах редкометалльных пегматитов поля I варьируют в широких пределах. В кварц-сподумен-альбитовом комплексе содержание  $Na_2O$  в 2 раза превышает  $K_2O$ , в альбит-кварц-сподумен-микроклиновом наблюдается незначительное преобладание  $K_2O$ , в кварц-мусковит-альбитовом комплексе содержание  $Na_2O$  снова значительно выше, чем  $K_2O$  (табл. 1). Концентрация F в пегматитах поля I очень низка — 0,02—0,04%. Количество редких щелочей повышается от первого комплекса ко второму и затем резко понижается в третьем. Концентрации Ta и Nb возрастают от первого комплекса к третьему, а в содержаниях Be и Sn не наблюдается резких отличий между комплексами, хотя в первом из них содержание этих элементов несколько выше, чем в двух других.

Сравнение состава пегматитов из жил, залегающих в амфиболитах и в биотитовых сланцах, показывает, что основное их отличие — обогащенность пегматитов, расположенных в амфиболитах, Cs, Ta и Rb. Залегающие в сланцах пегматиты обогащены Li.

Минералом-концентратором Cs является поллцит, Rb концентрируется в микроклине, который в пегматитах с поллцитом обогащен также и Cs. Главным минералом-концентратором и носителем Ta выступает танталит. Таким образом, в амфиболитах предпочтительно формируются пегматиты с комплексной специализацией, тогда как в сланцах — с литиевой, которая определена повышенным содержанием сподумена в этих пегматитах.

Пегматиты поля II образуют зональные тела, и дифференциация структурно-парагенетических комплексов по химическому составу в них более резкая, чем в поле I (табл. 2). Соотношение  $Na_2O : K_2O$  здесь изменяется в несколько десятков раз — от близкого к 10 в «фарфоровидном» тонкозернистом кварц-альбитовом агрегате до 0,14 в микроклиновом блоковом пегматите. Содержание  $SiO_2$  даже без учета кварцевого ядра также изменяется значительно. Концентрация F, судя по данным анализов, варьирует в широких пределах — от 0,02 до 0,24%. Данные по потерям при прокаливании (П.п.п.) указывают на неравномерное распределение  $H_2O$  в разных структурно-парагенетических комплексах. Наиболее велики П.п.п. и, следовательно, содержание  $H_2O$  в альбит-кварц-мусковитовом комплексе всякого бока жил, что согласуется с большим содержанием здесь мусковита.

Сравнение содержаний редких элементов в разных зонах пегматитовых тел показывает, что происходит отчетливое накопление Rb и Cs от внешних к внутренней зоне блокового калиевого полевого шпата, который здесь часто представлен ортоклазом. Литий накапливается в основном в участках блокового петалита и замещающих его сподумена и эвкриптита. Тантал в относительно больших количествах наблюдается во внешних ви-сячей и лежащей зонах и во внутренней зоне средне- и крупнопластинчатого альбита. Максимальные содержания Rb, Cs, Ta характерны для участков грейзенизации. В поведении Li и этих трех элементов проявляется четкое различие: максимальные концентрации Li определяются наличием первичного петалита, а резкое концентрирование Rb, Cs и Ta происходит при аутометасоматическом процессе грейзенизации. При этом отношение Ta/Nb резко возрастает по сравнению с зонами, кристаллизующимися из расплава-раствора.

В пегматитовых телах поля II Be сосредоточен в зоне среднепластинчатого альбита, а наиболее высокие содержания Sn наблюдаются в альбит-

Химический состав и содержание редких элементов в пегматитах поля I (%)

Оксид, элемент	Пегматиты в амфиболитах			Пегматиты в биотитовых сланцах			Среднее		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	73,19	73,10	72,05	73,44	73,48	72,50	73,35	72,60	72,33
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,23	16,52	16,34	16,38	16,91	16,35	16,35	16,66	16,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,21	0,20	0,21	0,08	0,34	0,20	0,16	0,29
FeO	0,38	0,56	0,27	0,43	0,67	0,39	0,41	0,60	0,39
MnO	0,04	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03
MgO	0,21	0,27	0,19	0,28	0,19	0,29	0,26	0,24	0,26
CaO	0,43	0,43	0,56	0,35	0,25	0,51	0,38	0,36	0,53
Na <sub>2</sub> O	4,51	3,12	6,64	4,11	2,16	5,33	4,26	2,79	5,81
K <sub>2</sub> O	2,41	3,33	2,04	1,93	2,66	2,32	2,11	3,08	2,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,53	0,56	0,53	0,42	0,48	0,44	0,49	0,51
F	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
H <sub>2</sub> O	0,52	0,59	0,53	0,53	0,31	0,73	0,52	0,49	0,66
С у м м а	98,31	97,93	99,44	98,30	97,20	99,38	98,34	98,54	99,40
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,013	0,022	0,034	0,011	0,011	0,014	0,012	0,018	0,023
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,008	0,012	0,014	0,012	0,010	0,016	0,011	0,011	0,015
Rb	0,116	0,153	0,078	0,092	0,137	0,062	0,101	0,147	0,068
Cs	0,0255	0,2311	0,0253	0,0096	0,0182	0,0072	0,0157	0,1599	0,0147
Sn	0,112	0,089	0,099	0,133	0,114	0,100	0,125	0,098	0,099

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

кварц-мусковитовых оторочках всякого бока жил и участках грейзенизации.

При сравнении геохимических особенностей пегматитов рассматриваемых полей видно, что для поля I характерны высокие содержания Li, Cs и Ta, тогда как для поля II — Ta и Rb, так что геохимическую специализацию первого поля можно определить как тантал-цезий-литиевую, а второго — тантал-рубидиевую.

В экзоконтактных зонах пегматитовых жил поля I наблюдаются широкие контрастные ореолы редких щелочей. Для наиболее важных в промышленном отношении пегматитов с комплексной специализацией по контрастности и мощности ореолов редких щелочей установлен такой ряд: Cs > Li > Rb. Экзоконтактные зоны ореолов редких щелочей около пегматитовых жил поля II более узки, но также достигают высокой контрастности, последовательный ряд элементов по мощности ореолов здесь таков: Li > Rb = Cs.

Процесс образования пегматитов поля I подразделяется на три стадии: магматической кристаллизации, гидролиза полевых шпатов и натрового метасоматоза. На магматической стадии кристаллизовались из расплава-раствора первые два структурно-парагенетических комплекса. Послемагматический процесс гидролиза полевых шпатов в пегматитах поля I распространен слабо, более характерен для них процесс альбитизации, сопровождающийся образованием существенно кварц-альбитового или кварц-мусковит-альбитового комплекса с танталитом, микролитом, полихромным турмалином.

Таблица 2

## Химический состав и содержание редких элементов в пегматитах поля II (%)

Оксид, элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	70,95	72,60	67,32	94,04	70,25	71,06	71,11	73,89	74,23	Нет данных
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,01	—	0,01	0,01	0,01	0,01	—	0,01	» »
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,38	15,19	15,96	2,32	16,38	15,01	16,15	15,63	15,12	» »
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,18	0,17	0,10	0,14	0,09	0,20	0,10	0,07	» »
FeO	0,73	0,73	0,33	0,51	0,83	0,29	0,58	0,76	0,87	» »
MnO	0,09	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,05	0,04	0,06	» »
MgO	0,16	0,20	0,16	0,08	0,24	0,29	0,32	0,16	0,08	» »
CaO	0,91	0,45	1,08	0,45	1,03	1,20	0,68	0,80	0,79	» »
Na <sub>2</sub> O	2,50	6,32	2,08	0,40	8,16	6,36	8,20	2,72	3,86	» »
K <sub>2</sub> O	5,06	3,12	11,44	1,36	1,30	2,92	1,02	3,10	1,50	» »
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,12	0,51	0,02	0,46	0,30	0,42	0,14	0,25	» »
П.п.п.	1,97	0,70	0,90	0,23	0,86	0,80	0,80	0,94	1,09	» »
Сумма	99,60	99,65	99,96	99,53	99,68	99,34	99,53	98,28	98,01	» »
Rb <sub>2</sub> O	0,478	0,212	1,327	Нет данных		0,384	0,166	0,212	0,166	2,030
Cs <sub>2</sub> O	0,044	0,014	0,110	» »		0,038	0,016	0,028	0,050	0,210
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,021	0,007	0,010	» »		0,072	0,021	0,012	0,011	1,070
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,017	0,004	0,003	» »		0,016	0,009	0,006	0,007	0,037
Sn	0,038	0,012	0,002	» »		0,008	0,018	0,004	0,010	0,028

Примечание. 1 — альбит-кварц-мусковитовая оторочка, 2 — кварц-альбитовый «фарфоровидный» агрегат, 3 — зона блокового калиевого полевого шпата, 4 — кварцевое ядро, 5 — альбитовый пегматит под оторочкой, 6 — среднепластинчатый альбитовый пегматит, 7 — мелкопластинчатый альбитовый пегматит, 8 — кварц-сподуменовые участки, 9 — участки блокового пегматита, 10 — участки грейзенизации.

Для пегматитов с комплексной специализацией характерен поллуцит. По сравнению с жилами, имеющими литиевую специализацию, они содержат больше альбита и монтебразита [5]. Условия залегания пегматитовых тел этого поля, морфология жил, особенности их внутреннего строения указывают на то, что формирование жильных серий здесь происходило в условиях неспокойного тектонического режима, когда в процессе становления пегматитов и их кристаллизации могло осуществляться резкое снижение внешнего давления.

Кристаллизация первичных структурно-парагенетических комплексов происходила при температурах 610—500°C [1, 3], причем у пегматитов с различной специализацией — при разных внешних давлениях. Наиболее высокие значения давления (до 5 кбар) определены для альбит-кварц-сподумен-микроклиновых пегматитов с литиевой специализацией, оно резко снижается в пегматитах того же комплекса, но с комплексной специализацией. Таким образом, в неспокойной тектонической обстановке происходила дифференциация пегматитового расплава в пегматитовом поле. Из низкотемпературных расплавов в областях пониженных давлений кристаллизовались комплексные пегматиты. Процессы послемагматического замещения характеризуются температурами 400—270°C. Условия неспокойного тектонического режима, широкое развитие послемагматических процессов и высокая проницаемость вмещающих пород привели к образованию мощных ореолов редких щелочных элементов вокруг пегматитовых тел и жильных серий.

При изучении пегматитового поля II выявлены три стадии формирования пегматитов: магматической кристаллизации, кристаллизации из остаточного расплава-раствора, аутометасоматического замещения. Пег-

Сравнительная характеристика пегматитовых полей I и II

Признак различия	Поле I	Поле II
Тектонический режим	Неспокойный — зона влияния глубинных разломов	Относительно спокойный, осевая часть горста на значительном расстоянии от глубинных разломов
Вмещающая среда	Слюдистые сланцы, амфиболиты массивные и рассланцованные (анизотропная среда)	Массивные ортоамфиболиты (относительно изотропная среда)
Пространственная связь с гранитоидами	Отсутствует	Пегматитовые тела вблизи массива гранитоидов (до 0,5—3 км) и падают в направлении от массива
Морфология тел	Крутопадающие, сложноветвящиеся жильные серии с раздувами и пережжками	Плитообразные пологие, выдержанные по простиранию тела
Внутреннее строение	Незональные жилы	Асимметрично-зональные тела
Главные структурно-парагенетические комплексы	1) сподумен-кварц-альбитовый 2) альбит-кварц-сподумен-микроклиновит 3) кварц-мусковит-альбитовый	1) мелкопластинчатый альбитовый 2) блоковый микроклиновит 3) кварцевое ядро 4) среднепластинчатый альбитовый 5) блоковый микроклиновит с развитием фарфоровидного агрегата 6) альбит-кварц-мусковитовая оторочка
Развитие замещающих комплексов	Сильное	Слабое
Главные рудные минералы	Сподумен, поллуцит, танталит	Танталит, воджинит, иксиолит, Rb-содержащие слюды и калишпаты, петалит, сподумен и эвкриптит
Геохимическая специализация	Li, Cs, Ta	Rb, Ta, Li
Развитие околожильных ореолов	Широкие контрастные зоны, $Cs > Li > Rb$	Узкие контрастные зоны, $Li > Cs = Rb$
Физико-химические условия	Высокие давления с резким снижением в процессе формирования, температурный интервал 600—250°, слабая роль F среди летучих	Низкие давления, температурный интервал 700—250°, повышенная роль F среди летучих

матиты кристаллизовались при температуре 700—600° и давлении около 2 кбар, т. е. относительно высокой температуре и низком давлении (табл. 3), в спокойной тектонической обстановке в замкнутых камерах. Кристаллизация сопровождалась четкой эволюцией состава пегматитового расплава. Он первоначально содержал повышенные концентрации щелочей и летучих компонентов. В протяженных камерах это вызвало его неоднородность и развитие ликвационных явлений, что привело к образованию в пегматитовых телах участков разного состава и различной концентрации в них редких элементов. Высокие температуры и низкое давление при формировании пегматитов создали условия для кристаллизации редких литиевых и олово-танталовых минералов и литий-рубидиевых слюд.

### Выводы

Рассматриваемые пегматитовые поля резко различаются по геолого-структурному положению, тектоническим и физико-химическим условиям формирования, внутреннему строению и составу пегматитовых тел. Различным был и первичный состав пегматитовых расплавов-растворов.

Для пегматитового поля I решающую роль играла неустойчивая тектоническая обстановка, обусловившая отделение высокотемпературных и низкотемпературных расплавов и их пространственное обособление в различных жильных сериях. Низкое содержание F в расплаве способствовало образованию поллуцита на конечном этапе кристаллизации. Высокое начальное внешнее давление определило сподуменовую минерализацию пегматитов.

Для пегматитового поля II характерна кристаллизация пегматитов в спокойной тектонической обстановке и при низком давлении. В этих условиях происходила ликвация расплава и его кристаллизация с образованием последовательных зон асимметричной зональности. Первичная литиевая минерализация представлена петалитом.

Все перечисленные отличия в формировании пегматитовых полей привели к тому, что в них образовались пегматиты двух типов: 1) высоких давлений и неспокойного тектонического режима и 2) низких давлений и спокойного тектонического режима.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Давыдова Г. Н., Теремецкая А. Г., Чернуха Ф. П. Опыт оценки температуры образования редкометалльных пегматитов одного из районов Восточной Сибири.— Вестн. МГУ, 1972, вып. 3, с. 40—46.
2. Емельянов Е. Л., Полетаев И. А., Вишняков Н. Н. О региональной зональности в одном из пегматитовых поясов Восточной Сибири.— В кн.: Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. Иркутск, 1976, с. 7—19.
3. Макагон В. М. Влияние физико-химических условий формирования редкометалльных пегматитов на их геохимические особенности.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 3, с. 693—696.
4. Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 234 с.
5. Фидишова Ю. И. Геохимия редких элементов в слабо дифференцированных поллуцитонесущих пегматитах Сибири.— В кн.: Пегматитовые редкометалльные месторождения. М.: изд. ИМГРЭ, 1971, вып. 4, с. 44—58.

*Институт геохимии им. академика А. П. Виноградова  
СО АН СССР*

## ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Изучение распределения и поведения редкоземельных элементов (РЗЭ) в пегматитах вообще и в редкоземельных пегматитах в особенности является чрезвычайно важной геохимической задачей. Группа РЗЭ (наряду с лантаноидами мы включаем в нее иттрий), объединяющая химически весьма сходные элементы, различающиеся, однако, по ряду свойств, — идеальный геохимический индикатор природных процессов.

Изученное нами ранее [5, 20, 22] поведение РЗЭ в процессах формирования и изменения слюдоносных пегматитов (мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых) показало, что содержания этих элементов в качестве примесей в минералах и отношения наиболее резко различающихся элементов или их групп в минералах и породах могут служить индикаторами геохимической специализации пегматитов, уровня кислотности-щелочности растворов, степени изменения пород метасоматическими процессами и т. п. Особенно интересные данные получены при определении всего спектра РЗЭ, что позволяет выявить тонкие различия между сходными объектами по концентрациям и отношениям отдельных РЗЭ.

В процессе исследования редкоземельных пегматитов Прибайкалья мы получили данные о составе собственных минералов РЗЭ (ортит, бетафит), об их содержаниях в других минералах-концентраторах этих элементов (сфен, гранат), а также данные о средних концентрациях РЗЭ в пегматитовых телах и вмещающих их породах. Часть материалов уже опубликована [7, 26] или передана в печать [12, 21].

В настоящей статье предпринято сравнение спектров РЗЭ из разных минералов с целью выявить роль кристаллохимического фактора в их распределении, сделана попытка объяснить некоторые общие различия в содержаниях РЗЭ между районами, показано влияние геохимических факторов на распределение и поведение этих элементов.

### ПЕГМАТИТЫ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Гранитные пегматиты в Прибайкалье широко распространены. Наиболее хорошо изучены пегматиты Слюдянского района — район юго-западного берега Байкала [10 и др.]. Наиболее разнообразны пегматиты Приольхонья — центральной части северо-западного побережья [7, 19].

В настоящей статье фигурируют материалы по двум регионам развития пегматитов: Слюдянскому району и Приольхонью. Это результаты определения РЗЭ преимущественно в минералах редкоземельных пегматитов, но удалось изучить также некоторое количество валовых проб по пегматитам и отдельные образцы вмещающих пород. Кроме того, проанализированы некоторые минералы из пегматитов шерл-мусковитового типа как из Слюдянского района, так и из Приольхонья.

Пегматиты Слюдянского района принято считать докембрийскими, хотя определения абсолютного возраста по пегматитовым минералам дают цифры порядка 400—500 млн. лет. В отличие от крупных даек так называемых гранит-пегматитов (ортотектитов), которые подвергаются замещению в процессе образования флогопитоносных магнезиальных скарнов, собственно пегматитовые жилы в ряде мест пересекают флогопитоносные породы. П. В. Калинин [10] выделяет среди пегматитов две группы: микроклиновые и шерл-мусковитовые пегматиты.

Для микроклиновых пегматитов характерны зональные тела, обычно линзообразной формы, залегающие вкрест простирания вмещающих метаморфических пород. Как правило, пегматитовые жилы имеют кварцевое ядро, окруженное крупными кристаллами калиевого полевого шпата, а вокруг него — зоны пегматоидной и графической структур. Пегматиты достаточно разнообразны по составу темноцветных и аксессуарных минералов, и среди них выделяются титанит-пироксеновые, ортит-биотитовые, бетафит-биотитовые пегматиты.

Типичными представителями титанит-пироксеновых пегматитов являются изученные и опробованные нами жилы Зильберминца и Кабера-II. Последняя, как и все жилы титанит-пироксеновых пегматитов — «пегматитов линии скрещения», по А. Е. Ферману, — залегает в породах, обогащенных Са и Mg, в данном случае в кварц-кальцит-апатитовых породах. Она имеет мощность до 2 м и длину порядка 10 м (вскрыта часть жилы). В центре наблюдается крупноблоковое кварц-микроклиновое ядро, вокруг — среднезернистый пегматит с преобладанием плагиоклаза. Возле контактов в пегматите много пироксена, сфена и циркона. Секущие лейсты биотита встречаются по всей жиле. Гранат темно-бурого цвета приурочен к зоне альбитизации, развитой вокруг кварц-микроклинового ядра.

Ортит-биотитовые и бетафит-биотитовые пегматиты составляют группу собственно редкоземельных пегматитов, подробно описанных П. В. Калининым [10]. Приведем здесь описание только двух новых жил. В карьере рудника № 2 Слюдянки нами опробована жила, пересекающая флогопитоносную зону и вмещающие ее пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, мощностью от 1,5 до 2 м. В ее строении участвуют существенно плагиоклазовый пегматит гранитовой структуры (эндо-контакт), графический микроклиновый пегматит и центральная зона пегматоидной структуры с крупными обособлениями дымчатого кварца, кристаллами калишпата (нередко амазонитовой окраски) и плагиоклаза. Все упомянутые минералы пересекаются лейстами биотита. Обильна аксессуарная минерализация: турмалин, магнетит, сфен, ортит, циркон.

Впервые проанализированы минералы из амазонитовых пегматитов правобережья р. Бол. Быстрая (Бол. Комаринский хребет). Здесь имеется несколько крутопадающих пегматитовых жил, достигающих нескольких десятков метров в длину при мощности до 10 м. Пегматитовые тела зональные, содержат кварцевые ядра (мощностью до 3 м), окруженные крупными кристаллами калиевого полевого шпата. Многие из этих кристаллов целиком или частично имеют амазонитовую окраску. Вокруг ядра обычно располагается пегматоидная зона, а основная часть жил сложена графическим и ацграфическим калишпатовым пегматитом. Для кварца ядра характерна дымчатая, реже розовая окраска. В пегматитах из аксессуарных минералов установлены магнетит, сфен, бетафит (?). Вмещающие породы — меланократовые пироксен-амфиболовые гнейсы и мраморы.

Шерл-мусковитовые пегматиты распространены в Слюдянском районе менее широко, чем микроклиновые. Типичные их представители описаны в пади Буровщина (копь Сальникова) и по р. Талая, т. е. за пределами центральной части флогопитового месторождения. Все изученные нами образцы взяты из жилы копи Сальникова. Это крутопадающее (80°) пегматитовое тело линзообразной формы мощностью до 2,5 м, в центре жилы — кварцевое обособление, содержащее кристаллы плагиоклаза. Вокруг него и вдоль всякого контакта расположены мощные зоны кварц-мусковитового замещения. Основная часть жилы сложена графическим кварц-калишпатовым пегматитом, содержащим многочисленные лейсты биотита. Аксессуарные минералы — турмалин, гранат, апатит.

Пегматиты Приольхонья по времени образования подразделяются на докембрийские и палеозойские (герцинские). Среди первых многочисленны пегматитовые жилы метаморфического генезиса и относительно более ред-

ки магматические тела. Палеозойские пегматиты — явно магматические жилы, связанные пространственно и генетически с гипабиссальным гранитным массивом мыса Ая [23] и образующие в совокупности с ним аинский комплекс гранитоидов.

Докембрийские метаморфические пегматитовые тела Приольхонья обычно геохимически не специализированы. Это чаще всего небольшие согласные жилы длиной до 20 и мощностью до 1 м, сложенные среднезернистым двуполовошпатовым агрегатом неяснографической или мелкоблоковой структуры. Зональность, как правило, не проявлена, лишь в эндоконтактах иногда появляется мелкозернистая оторочка, постепенно переходящая во вмещающие гнейсы или кристаллические сланцы. Кроме кварца и полевых шпатов в составе пегматитов участвует биотит, реже роговая обманка, а также магнетит, гранат, апатит.

Магматические пегматиты Приольхонья датируются как верхнепротерозойские. Среди них преобладают небольшие неспециализированные пегматитовые жилы, подразделяющиеся на синскладчатые и постскладчатые. Те и другие образовались на больших глубинах [7].

Обычно удается связать пегматитовые тела с теми или иными гранитными массивами, широко развитыми в Западном Прибайкалье. Преобладающие структуры пегматитов — гранитовая, графическая, апографическая, мелкоблоковая. Из полевых шпатов основное значение имеет микроклин. Всегда присутствует биотит. Акцессорные минералы — гранат, турмалин, ортит и циркон, реже апатит и берилл.

Все крупные докембрийские пегматитовые тела относятся к категории постскладчатых магматических образований. Одно из них — жила 7 в пади Иликсин, залегающая в габбро-диоритах Бугульдейского массива. Это крутопадающее линзообразное тело длиной около 200 и мощностью до 25 м. В нижней части жила сложена графическим микроклиновым пегматитом. В нем часты тонкие лейсты биотита, изредка встречается гранат. В средней части жилы преобладает апографический пегматит, а графический находится в нем в виде реликтов. В апографическом пегматите наблюдаются и калиевый полевой шпат, и плагиоклаз; биотит образует здесь утолщенные лейсты. Кроме того, установлены мусковит, гранат, турмалин, ортит. В верхней части жилы 7 распространены альбитовый пегматит с характерным для редкометалльных пегматитов набором акцессорных минералов (полихромный турмалин, воробьевит, лепидолит).

Вторая детально изученная жила района — Хлопинитовая — в окрестностях улуса Таловка (верховья р. Мал. Бугульдейка). Это секущее линзовидное инъекционное тело в габброидах с хорошо выраженной зональностью. Оно относительно небольших размеров (примерно 60 × 15 м). Главную его часть составляет графический калишпатовый пегматит с крупными лейстами биотита и наложенными зонами кварц-мусковитового замещения. Именно к таким зонам и приурочены разнообразные акцессорные минералы: гранат (обычно в виде субграфических кварц-гранатовых сростаний), турмалин, магнетит, берилл, хлопинит (разновидность эвксенита), колумбит и ортит.

Крупное пегматитовое тело месторождения Нарын-Кунта, имеющее мощность в десятки метров, в течение многих лет эксплуатируется на калиевый полевой шпат и кварц для керамической промышленности. В центральной блоковой зоне наряду с крупными кристаллами калишпата (частичноamazonитизированного), которые цементируются дымчатым кварцем, встречаются и акцессорные минералы: турмалин, гранат, сфен, фергусонит. Как и описанные выше жилы, пегматитовое тело Нарын-Кунта залегает в массиве основных пород. Между центральной блоковой и эндоконтактовой зонами располагается графическая зона, составляющая основную часть жилы. В этой зоне много крупных секущих лейст биотита, изредка встречаются гранат и магнетит. В отличие от двух предыдущих

примеров тело месторождения Нарын-Кунта нельзя отнести к редкоземельным пегматитам. Термин «керамический пегматит» не несет геохимической нагрузки. По-видимому, наиболее правильно называть такие жилы крупными телами неспециализированных пегматитов.

Геохимически детально была изучена жила докембрийских мусковитовых пегматитов Намши-Нур. Секущее пегматитовое тело длиной около 85 м при максимальной мощности 30 м расположено в биотитовых гнейсах и амфиболитах. Оно сложено плагиоклаз-калишпатовым пегматитом мелкозернистой гранитовой (у контакта), графической и неяснографической структур. Лейсты биотита и зоны кварц-мусковитового замещения ориентированы либо субвертикально, либо параллельно простиранию вмещающих пород. В составе кварц-мусковитового комплекса присутствуют апатит, гранат, турмалин. Из других акцессорных минералов в жиле развиты магнетит, сфен и циркон.

Палеозойские пегматиты встречаются на четко ограниченной площади Приольхонья — в пределах проявления герцинского тектоно-магматического цикла. Пегматитовые тела встречаются и в пределах Аинского гранитного массива, и на расстоянии до 20 км от него. В метаморфических породах жилы представлены двумя разновидностями: относительно крупные и мощные линзовидные зональные тела с калиевым полевым шпатом, имеющим амазонитовую окраску, и маломощные жилы прихотливой формы без амазонита. Те и другие — явно секущие, с резкими контактами. Пегматитовые тела в гранитах неправильной формы, с постепенными переходами к гранитам, причем и в пегматитах, и в гранитах часть калишпата окрашена в голубовато-зеленый амазонитовый цвет.

Редкоземельная минерализация наблюдается в двух разновидностях палеозойских пегматитов, причем кроме ортита и сфена здесь установлен так называемый менделеевит — разновидность бетафита. Из других акцессорных минералов присутствуют турмалин, гранат, магнетит, циркон.

Типичным примером крупных пегматитовых тел можно считать жилу Северную, приуроченную к области контакта Тажеранского массива нефелиновых сиенитов с вмещающими мраморами. Ее мощность до 15 м, причем около 7 м составляет ядро, сложенное дымчатым кварцем и крупными идиоморфными кристаллами калишпата, интенсивно альбитизированного и частично амазонитизированного. Вокруг ядра расположена зона блокового существенно калишпатового пегматита с лейстами биотита, а возле контакта ее сменяет зона среднезернистого существенно плагиоклазового пегматита. Сфен и циркон приурочены к внешней зоне, а остальные акцессорные минералы наиболее характерны для зоны блокового пегматита.

#### МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

РЗЭ в сфенах и ортитах определены из отдельной навески непосредственным разложением плавиковой кислотой и выделением суммы редких земель по фторидной схеме [1]. Содержания Y и отдельных лантаноидов после хроматографического разделения на бумаге определялись методом обратного комплексометрического титрования. Ошибка метода составляет  $\pm 10-30$  отн. % в зависимости от содержания компонента [3]. Определение РЗЭ в гранатах велось прямым спектральным методом без обогащения, в породах — спектральным количественным методом после предварительного обогащения из навески 5 г [21].

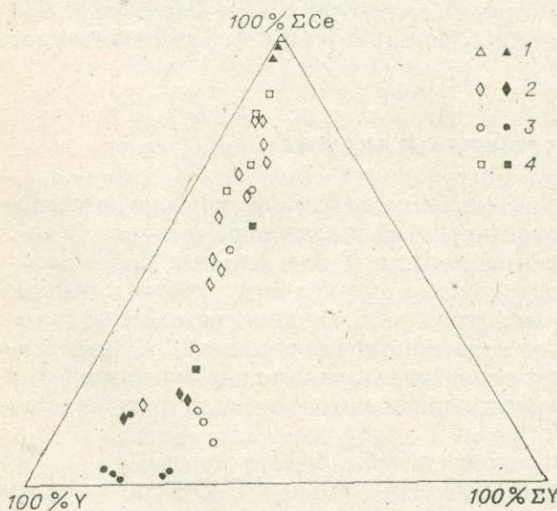
Результаты анализов представлены в табл. 1—4 и на рис. 1—3. Как уже было отмечено [20], содержания индивидуальных РЗЭ в акцессорных минералах изменяются в зависимости от химических, кристаллохимиче-

## Редкоземельные элементы в породах Приольхонья и Слюдянского района (отн. %)

Компонент	1пн	2пн	1пс	2пс	3пс	4пс	5пс	6пс	7пс	8пс
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	11,00	19,99	12,50	34,34	31,81	32,65	13,02	17,21	11,23
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,23	21,47	41,90	40,51	35,98	33,02	48,47	20,92	42,31	27,23
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He	обн.	1,99	5,06		He	обн.		4,23	He обн.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	»	18,78	14,11	15,13	12,30	11,30	16,09	15,20	14,48	15,90
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,96	4,16	3,56	5,68	2,14	2,89	5,12	4,48	4,45	6,33
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,63	0,20	0,22	1,32	1,10	0,17	0,95	0,25	0,25
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,99	2,10	1,49	2,82	1,38	1,74	0,92	4,45	1,69	4,25
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,85	2,10	1,72	2,28	1,46	1,80	0,92	4,82	1,81	3,59
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,18	0,81	0,63	0,46	0,67	0,50	0,19	1,22	0,65	0,55
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,03	4,96	1,27	0,96	1,55	1,58	0,28	2,49	1,68	1,85
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,83	6,13	1,03	0,95	1,14	1,49	0,36	2,36	1,03	1,27
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,74	0,21	0,25	0,29	0,45	0,10	0,66	0,18	0,25
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53,72	26,12	11,90	13,18	7,43	12,32	4,73	29,43	10,03	27,50
ΣTR (абс. %)	0,0115	0,0022	0,059	0,0346	0,0034	0,0044	0,0724	0,0207	0,0885	0,0124

Примечание. Породы Приольхонья: 1пн — жила Хлопинитовая, микроклиновый пегматит; 2пн — жила Северная, альбитизированный пегматит. Породы Слюдянского района: 1пс — копь Зильберминца, пегматит; 2пс — копь Кабера II, пегматит; 3пс — жила Картагай, пегматит; 4пс — рудник 3, пегматит; 5пс — падь Сюточкина, пегматит; 6пс — Шаманский мыс, гнейс; 7пс — рудник 3, гнейс; 8пс — жила Комаринского хребта, пегматит.

ских и геохимических факторов в очень больших пределах. Сложность зависимости состава минералов от действующих одновременно факторов заставляет обратиться к сравнительному исследованию серии аксессуарных минералов, содержащих РЗЭ. Для этого выбраны ортит, сфен и гранат. Изменение концентраций РЗЭ и их соотношения определяются, при прочих равных условиях, в основном особенностями состава и структуры этих минералов. Ортит является селективно цериевым минералом, сфен имеет комплексный спектр лантаноидов, а в гранате состав РЗЭ селективно иттриевый. В то же время, сравнивая спектры РЗЭ в одноименных минералах из пегматитовых жил разных типов (при близких парагенезисах) и разных районов, можно установить различия в условиях формирования пегматитов. Соотношения РЗЭ в валовых пробах пегматитов двух



районов (табл. 1, рис. 1), несмотря на осложнения, вносимые неодинаковым их минеральным составом, свидетельствуют о более существенной роли Y и иттриевых лантаноидов в составе пегматитов Приольхонья. Так, доля Y в сумме РЗЭ по штупф-

Рис. 1. Относительные количества Y, цериевых (ΣCe) и иттриевых (ΣY) лантаноидов в составе пегматитовых минералов и пород Прибайкалья.

1 — ортит, 2 — сфен, 3 — гранат, 4 — валовые пробы пород. Контурные значки — образцы Слюдянского района, заштрихованные — образцы Приольхонья.

ным пробам здесь составляет 38—54, а в Слюдянском районе. 12—14 отн. % Суммарное содержание иттриевых лантаноидов в пегматитах Приольхонья достигает 16—21 % суммы РЗЭ, а в пегматитах Слюдянки лишь 5—6 %.

### ОРТИТЫ

Авторы проанализировали 16 образцов ортитов из различных по специализации и возрасту пегматитовых жил Прибайкалья.

Ортиты обр. 40п и 50п отобраны из неспециализированных пегматитовых жил Приольхонья верхнепротерозойского возраста. Ортит 40п взят из синскладчатой согласной мусковитовой жилы возле оз. Намши-Нур, где он ассоциирует с гранатом и цирконом. Образец 50п отобран из постскладчатого пегматитового тела у зал. Мухор. Акцессорные минералы, содержащие РЗЭ, представлены гранатом и апатитом.

Образцы ортитов 10п и 20п взяты из допалеозойских пегматитов в жиле 7 пади Иликси с редкометальной минерализацией. В жиле Хлопинитовой с редкоземельным уклоном ортит (обр. 30п) отобран из зоны кварц-мусковитового замещения, где кроме него присутствуют хлопинит и колумбит.

Ортиты палеозойских пегматитов с редкоземельной минерализацией (обр. 60п — 80п) взяты из жил Северная и Береговушка. В жиле Северная ортит приурочен преимущественно к зоне графических и апографических сростаний калишпата с кварцем. Из других акцессорных минералов в пегматитах встречаются гранат, сфен, циркон, менделеевит. Жила Береговушка сложена незначительным среднерннстым неяснографическим пегматитом. Образец ортита 70п взят в эндоконтакте, а 80п — в ее апофизе. В пегматите встречаются сфен и магнетит.

В пегматитах Слюдянского района ортит обнаружен только в микроклиновых пегматитах. Он отобран в основном из ортит-биотитовых и бетафит-биотитовых жил. Образец 10с взят в карьере рудника № 2 из жилы существенно плагиоклазового пегматита гранитовой структуры. В этой жиле обильна акцессорная минерализация: сфен, ортит, циркон.

Образцы 20с — 60с отобраны из бетафит-биотитовых жил пегматитов копей Якунина, Пилипенко и Мастера, сложенных ортит-биотитовым пегматитом [9]. Проанализированы ортиты из амазонитовых пегматитов Комаринского хребта (обр. 70с), где в эндоконтактной оторочке жилы ортит сосуществует со сфеном и бетафитом. Ортит (обр. 80с) взят из титанит-пироксенового пегматита (Кабера II) и представляет псевдоморфозу ортита по гранату.

Наблюдается близость состава ранее изученных ортитов [9, 19, 25] к составу ортитов Прибайкалья: содержания всех главных компонентов колеблется в пределах уже известных границ, определенных по большому числу анализов [25].

Особый интерес представляют определения содержаний индивидуальных лантаноидов, выполненные для изученных районов впервые. Анализ ортитов (табл. 2) обнаруживает существенные различия в спектре РЗЭ. Наряду с главными для ортита лантаноидами (La, Ce, Nd) характерно присутствие Y. Однако во всех изученных ортитах не обнаружено Eu, Tb, Er, Tm, Yb, Lu.

Возможно, что эти элементы и присутствуют в незначительных количествах, но не могли быть определены из-за сравнительно большой ошибки метода, составляющей  $\pm 10$ —30 отн. % в зависимости от содержания компонента. В ортитах из пегматитов Приольхонья сумма редких земель составляет в среднем 17 отн. %. Необходимо отметить более иттриевый состав этих ортитов: количество Y в них достигает 2—2,5 отн. %. Как уже было

Редкоземельные элементы в ортитах из пегматитов Прибайкалья (отн. %)

Компо- нент	1оп	2оп	3оп	4оп	5оп	6оп	7оп	8оп	1ос	2ос	3ос	4ос	5ос	6ос	7ос	8ос
La	17,04	20,80	37,91	32,35	28,73	36,15	32,83	32,97	38,23	41,74	35,40	32,51	33,90	34,10	35,80	42,85
Ce	28,06	36,17	30,10	42,93	37,71	46,15	45,35	46,44	38,60	48,89	51,98	54,27	51,15	52,19	50,00	45,80
Pr	14,11	7,79	11,84	4,84	13,13	7,40	3,58	3,42	7,77	2,08	3,79	5,02	4,86	4,80	5,00	4,15
Nd	20,95	23,23	7,26	16,11	18,15	7,60	14,98	14,00	13,35	6,47	7,89	7,54	8,87	7,90	8,07	6,40
Sm	6,01	4,43	2,25	1,27	0,57	0,47	0,98	1,31	1,29	0,54	0,54	0,33	0,65	0,50	0,60	0,50
Gd	9,08	3,65	5,43	0,74	0,65	0,75	0,98	0,88	0,38	0,14	0,18	0,19	0,25	0,21	0,25	0,16
Dy	1,19	0,64	0,92	0,37	0,49	0,90	0,51	0,42								
Y	3,56	3,29	4,29	1,39	0,57	0,58	0,79	0,56	0,38	0,14	0,22	0,14	0,32	0,30	0,28	0,15
ΣTR	14,32	13,99	14,19	18,84	17,56	17,07	22,61	22,37	18,65	22,09	22,20	21,10	19,94	21,00	20,81	20,00
ΣY	1,19	0,64	0,92	0,37	0,49	0,90	0,51	0,42	0,38	0,14	0,22	0,14	0,32	0,30	0,28	0,15
ΣCe	95,25	96,07	94,79	98,24	98,94	98,52	98,70	99,02	99,62	99,86	99,78	98,86	99,68	99,70	99,72	99,85
$\Sigma \frac{Ce}{Y}$	80,04	150,10	103,03	265,51	201,87	109,46	193,50	235,80	262,15	713,28	453,54	706,14	311,50	332,33	356,14	665,66
$\Sigma \frac{Y}{Ce}$	0,012	0,0066	0,009	0,003	0,005	0,009	0,005	0,004	0,0038	0,0014	0,0022	0,0014	0,0032	0,0030	0,0028	0,0015

Примечания. I. Ортиты Приольхонья: 1оп — жила 7, Илинсин, допалеозойские пегматиты; 2оп — там же; 3оп — жила Хлопинитовая; 4оп и 5оп — Приольхонье, неспециализированные пегматитовые жилы верхнепротерозойского возраста; 6оп — жила Северная, амазонитовые пегматиты; 7оп — Тажеранский массив, жила Береговушка; 8оп — там же. Ортиты Слюдянского района: 1ос — рудник 2, микроклиновый пегматит; 2ос — копь Якунина, плагиоклаз-микроклиновый пегматит; 3ос — копь Пилипенко, микроклиновый графический пегматит; 4ос — там же, плагиоклазовый пегматит; 5ос — там же, пегматоидная зона; 6ос — копь Мастера; 7ос — р. Бол. Быстрая, амазонитовая жила; 8ос — копь Кабера II, псевдоморфоза ортита по гранату. II. Eu, Ho, Er, Yb, Tm, Lu не обнаружены.

отмечено [21], минеральный состав, глубинность формирования, генезис пегматитов оказывают существенное влияние на состав аксессуарных минералов. Так, ортитам из палеозойских пегматитов Тажерана (обр. 6он — 8он) по сравнению с ортитам из допалеозойских пегматитов (обр. 1он — 3он) жилы 7 Иликсина и жилы Хлопинитовой свойственны более высокие суммы редких земель за счет большого количества La и Ce. Содержание Pr, Nd, Sm, Cd, Dy и Y в ортитах Тажерана значительно ниже. Неоднородность состава редких земель ортитов двух возрастных групп пегматитов в пределах Приольхонья — следствие разных условий глубинности (давления) при их образовании [8]. Ионные радиусы Ce и La больше, чем ионные радиусы тяжелых лантаноидов и Y. В связи с этим увеличение давления должно способствовать, при прочих равных условиях, вхождению в решетку ортита Y и лантаноидов иттриевой группы в повышенных против средних количествах. А в гипабиссальных условиях становления гранитного Аинского массива и связанных с ним пегматитов Тажерана упомянутый фактор не действует — здесь выше относительная роль Ce и La. В одной возрастной группе (верхнепротерозойской) спектры РЗЭ ортитов из неспециализированных жил (обр. 4он — 5он) несколько различаются только по количеству Sm и Y.

Образцы ортитов из пегматитов Слюдянки имеют более высокое содержание суммы редких земель и более цериевый состав лантаноидов. Среднее количество Y в них 0,41 отн. %.

Судя по близкому составу ортитов из разных зон пегматитовой жилы копи Пилипенко (обр. 3сo — 5сo, см. табл. 2), ортит формируется в одну из самых поздних стадий пегматитообразования, замещая более ранние минералы. В эту же стадию образуются и другие минералы, концентрирующие РЗЭ: фергюсонит, эвксенит, бетафит, сфен. Совместно все эти минералы встречаются редко и в парагенезисе с ортитом наблюдается, как правило, лишь один из них. Часть редких земель связывается, таким образом, в виде ниобо-танталатов, а остальные входят в состав ортита.

В фергюсонитах из гранитных пегматитов происходит резкое накопление иттриевых земель и в первую очередь Yb. Поскольку эта закономерность наблюдается у бетафитов, эвксенитов, цирконов, а также у ряда других минералов, то ее можно рассматривать как общую тенденцию развития пегматитового процесса [4, 13]. Она не распространяется на ортит, что можно объяснить кристаллохимическими особенностями этого минерала, однако для сфенов и гранатов в парагенезисе с тантало-ниобатами из пег-

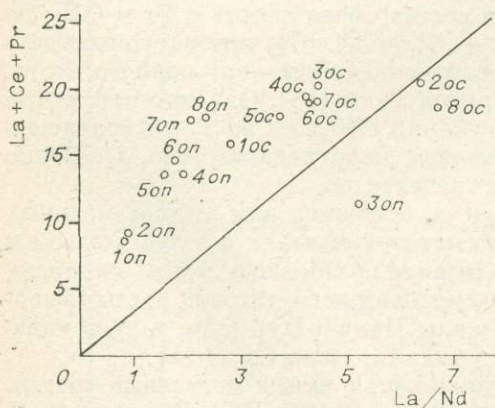


Рис. 2. Соотношение суммы окислов трех наиболее основных лантаноидов (La, Ce, Pr) и показателя щелочности La/Nd (по М. Флейшеру) для ортитов.

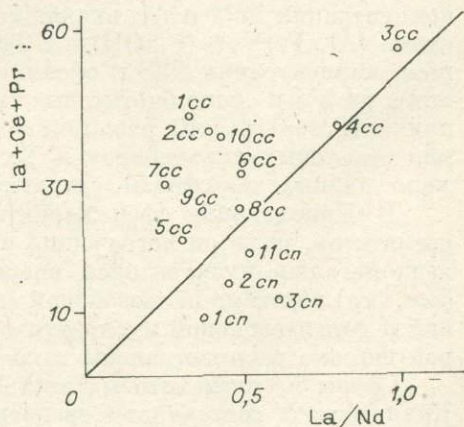


Рис. 3. Соотношение суммы окислов трех наиболее основных лантаноидов (La, Ce, Pr) и показателя щелочности (по М. Флейшеру) для сфенов.

матитовых жил Прибайкалья прослеживается четко. Ортиты Приольхонья имеют вдвое более низкую сумму РЗЭ, чем ортиты из пегматитов Слюдянки (см. табл. 2, рис. 1; рис. 2). Однако содержание элементов иттриевой группы и Y в них повышены. Количество Y здесь на порядок выше, отмечены также повышенные содержания Gd (до 9 отн. %) при низких концентрациях Dy и Ho. Следует отметить, что по ряду особенностей спектра РЗЭ ортиты Слюдянки похожи на ортиты Тажерана. Не исключено, что наряду с региональными различиями на редкоземельный состав ортитов оказывало влияние и явно меньшее давление, при котором формировались пегматиты Слюдянки в сравнении с допалеозойскими пегматитами Приольхонья.

Полученная нами прямая корреляционная зависимость содержания трех легких лантаноидов, составляющих от 59 до 93% всех РЗЭ, с величиной отношения La/Nd (см. рис. 2) свидетельствует о явной зависимости спектра РЗЭ от щелочности среды минералообразования. Поскольку ортит образуется позже многих других минералов пегматитов, не исключено его формирование не на магматическом, а на послемагматическом этапе пегматитового процесса, в раннюю щелочную стадию. Более высокие значения отношения La/Nd в ортитах Слюдянки по сравнению с ортитами Приольхонья (как и валовых спектров РЗЭ для пегматитов) могут быть вызваны образованием пегматитов в условиях высокой щелочности, что обусловлено широким распространением среди вмещающих пород Слюдянского района карбонатных пород и магнезиальных скарнов. Эффект усиления потенциала щелочей при повышении в растворах концентраций Ca и Mg известен по работам Д. С. Коржинского и его школы. В свою очередь, увеличение щелочности должно способствовать росту общих содержаний РЗЭ и особенно концентраций легких лантаноидов в составе ортита.

## СФЕНЫ

Характерной чертой состава сфенов из пегматитов Прибайкалья является присутствие в них значительных количеств изоморфных примесей ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TR}_2\text{O}_3$  и др. [12]). В связи с этим в составе минерала занижены количества CaO и  $\text{TiO}_2$  по сравнению с теоретическими. Изученные сфены могут быть отнесены к двум разновидностям: кейльгауиту с суммарным содержанием РЗЭ до 3% и более (обр. 5сс — 9сс) и гротиту (остальные образцы), в котором содержится меньше редких земель, но повышены концентрации  $\text{Fe}^{3+}$  и Al, входящих в состав сфена вместе с  $\text{F}^-$  и  $\text{OH}^-$  по схеме  $(\text{Al}, \text{Fe})^{3+} + (\text{F}, \text{OH})^- \rightleftharpoons \text{Ti}^{4+} + \text{O}^{2-}$  [28]. По литературным данным, концентрации РЗЭ в сфенах весьма изменчивы — от полного отсутствия до 5% в сфене биотитовых гранитов Тувы [15]. Однако конкретные причины столь резких различий содержаний РЗЭ, так же как и соотношение отдельных лантаноидов и Y, изучены пока недостаточно. Особенно мало данных по сфенам гранитных пегматитов.

В Приольхонье сфен характерен в основном для редкоземельных пегматитов, реже он встречается в пегматитовых телах с мусковитовой и редкометалльно-мусковитовой специализацией. Образцы этого минерала (2сп, 3сп) взяты из палеозойской амазонитовой пегматитовой жилы Северной и допалеозойской мусковитовой жилы Намши-Нур (обр. 1сп), в которой широко распространены также турмалин, гранат и ортит.

Сфены из пегматитовых жил Приольхонья имеют иттриевый состав. Количество Y составляет в среднем 66,32% от суммы РЗЭ. Обогащение Y коррелируется с повышенным содержанием этого элемента в валовых пробах пегматитов Приольхонья (см. табл. 1; табл. 3).

Четко различаются по содержаниям отдельных РЗЭ образцы сфенов из допалеозойских и палеозойских пегматитов Приольхонья. Сфен жилы

Содержания РЗЭ в сфенах из пегматитов Прибайкалья (отн. %)

Компо- нент	1сн	2сн	3сн	1сс	2сс	3сс	4сс	5сс	6сс	7сс	8сс	9сс	10сс	11сс
La	1,88	2,32	2,87	11,11	11,55	14,56	15,28	3,98	8,64	4,65	5,60	5,34	8,64	2,09
Ce	5,61	7,70	6,80	25,92	32,68	34,26	25,00	15,92	20,34	18,64	8,23	18,26	28,11	8,37
Pr	2,40	4,18	3,74	5,37	7,44	9,23	3,74	2,66	4,17	7,23	3,36	3,39	4,32	2,89
Nd	4,90	5,118	4,59	24,78	18,57	14,56	17,84	12,29	17,28	18,08	11,48	14,19	20,00	3,99
Sm		Не обн.		5,55	4,43	3,90	3,74	5,31	5,29	7,49	4,20	4,62	6,49	Не обн.
Gd	0,61	0,62	1,00	8,33	3,27	3,73	3,74	4,65	4,46	8,01	4,76	4,32	4,32	0,40
Dy	3,18	6,00	7,64	3,70	3,27	2,53	3,82	5,98	4,45	7,23	6,44	5,24	3,78	4,50
Ho	2,80	1,54	1,92	0,31	2,27	2,30	0,25	0,69	0,83	0,77	0,84	0,92	1,35	4,26
Er	0,90	1,95	2,37	1,38	0,63	0,80	1,60	3,98	1,11	2,58	3,64	3,39	4,32	1,54
Yb	0,98	Не обн.		0,96	1,14	0,80	1,92	2,32	1,67	1,29	1,68	2,06	2,16	1,41
Tm	2,03	2,77	3,10				Не обн.				0,84	Не обн.		1,57
Lu	1,56	7,76	6,97				» »				1,12	Не обн.	0,16	0,98
Y	73,15	60,00	59,00	12,59	14,75	13,33	23,07	42,19	31,76	24,03	37,81	38,27	16,35	68,00
ΣTR	0,75	1,09	1,12	0,54	0,61	0,75	1,56	3,01	3,59	3,87	3,57	3,24	1,85	1,04
ΣY	11,45	20,00	22,00	6,35	7,32	6,43	7,59	12,97	8,06	11,87	14,56	11,61	11,77	14,26
ΣCe	15,40	20,00	19,00	81,06	77,94	80,54	69,34	44,84	60,18	64,10	47,63	50,12	71,88	17,74
$\frac{\Sigma Ce}{Y}$	1,34	1,00	0,87	13,23	10,66	12,52	9,13	3,45	7,46	5,40	3,27	4,21	6,10	1,24
$\frac{\Sigma Y}{\Sigma Ce}$	0,74	1,00	1,15	0,078	0,093	0,012	0,109	0,29	0,134	0,185	0,305	0,23	0,16	0,80

Примечание. Сфены Приольхонья: 1сн — допалеозойская жила Намши-Нур; 2сн — палеозойская жила Северная; 3сн — там же. Сфены Слюдянского района: 1сс — копь Зильберминца; 2сс — копь Кабера II; 3сс — копь Кабера I; 4сс — рудник 3, скаполитизированный пегматит; 5сс — рудник 2, центральная зона; 6сс и 7сс — там же; 8сс — копь Филипенко, графическая зона; 9сс — там же; 10сс — копь Вернадского; 11сс — жила Комаринского хребта, центральная зона.

Намши-Нур (обр. 1сн) содержит меньше La, Ce, Pr, Gd, Dy, Er, Tm и Lu, но больше Ho и Y по сравнению с количеством этих элементов в обр. 2сн и 3сн из палеозойских пегматитов жилы Северная. Для обр. 1сн также характерна более низкая сумма РЗЭ. Следует отметить, что жилы Намши-Нур и Северная имеют разный минеральный состав, однако относительное обогащение редкими землями присуще и другим минералам из малоглубинных пегматитов [8, 26].

В Слюдянском районе сфен распространен в микроклиновых жилах титанит-пироксенового типа копей Зильберминца, Пилипенко (обр. 1сс — 3сс, 8сс, 9сс). Из минералов, содержащих редкие земли, в этих жилах кроме сфена присутствуют ортит и апатит. Интересно отметить, что в зонах жил, где много сфена и пироксена, содержание собственно редкоземельного минерала — ортита — незначительно. Весьма характерен сфен и для жил ортит-биотитового типа с редкоземельной минерализацией, к которым можно отнести пегматитовые жилы рудника № 2, копи Вернадского и Комаринского хребта (обр. 5сс — 7сс, 10сс, 11сс). Из акцессорных минералов главную роль играют ортит, бетафит, циркон, торит, фергусонит.

Сфены из пегматитов Слюдянки при более высокой сумме РЗЭ (средняя величина 1,84%) обогащены почти всеми лантаноидами, за исключением Dy, Ho и Y. В образцах 1сс — 3сс роль цериевых лантаноидов максимальна, что соответствует наименьшей кремнекислотности пегматитов и, возможно, их повышенной щелочности [12]. Величина La/Nd в двух из рассматриваемых образцов (1сс и 2сс) существенно не отличается от остальных, но в обр. 3сс она максимальна (рис. 3). Образец 4сс представляет собой результат перекристаллизации сфена ранних пегматитов в процессе их замещения магнезиальными скарнами. Этот сфен близок по соотношениям иттриевых и цериевых лантаноидов другим сфенам из пегматитов Слюдянки, что свидетельствует об инертном поведении РЗЭ в процессе скарнообразования (см. табл. 3).

Полученные по сфенам из гранитных пегматитов Прибайкалья данные подтверждают закономерности, установленные для сфенов гранитоидов. Так, суммарные содержания РЗЭ выше в сфенах редкоземельных пегматитов Слюдянки, отличающихся повышенной кремнекислотностью в сравнении с титанит-пироксеновыми пегматитами этого же района [10, 12]. Доля  $\Sigma Y$  в изученных сфенах незначительна и изменяется мало. Доля же  $\Sigma Ce$  явно понижается с ростом кремнекислотности пород благодаря увеличению относительной концентрации Y. Наконец, наблюдается явное накопление главной массы РЗЭ в сфенах титанит-пироксеновых пегматитов, где этот минерал присутствует в значительных количествах и абсорбирует элементы-примеси. Содержания РЗЭ, Zr, Nb, Th и других элементов в сфене явно зависят от того, находятся ли в парагенезисе с ним ортит, циркон и другие акцессорные минералы, концентрирующие эти элементы [6, 24, 30]. И наоборот, благодаря большой изоморфной емкости сфена в отношении РЗЭ в пегматитах, обогащенных этим минералом, не образуются другие минералы Nb и редких земель [15]. Так, в сфене из жил Приольхонья (обр. 1сн) содержание Yb составляет 0,98% от суммы РЗЭ, в то время как в сфене жилы Северной (обр. 2сн, 3сн) с цирконом и бетафитом этот элемент вообще отсутствует.

При сравнении спектров РЗЭ сфенов Приольхонья и Слюдянки наблюдаются существенные различия, аналогичные изменениям состава лантаноидов в ортитах. Все сфены Слюдянки, за исключением обр. 11сс, обогащены цериевыми лантаноидами по сравнению с образцами из Приольхонья (см. рис. 1). Особенно селективно обогащены ими (при меньшей сумме РЗЭ) сфены из пегматитов титанит-пироксенового типа.

Нами был проанализирован также сфен из амазонитовых пегматитовых жил Бол. Комаринского хребта, близких другим амазонитсодержащим пегматитовым телам Слюдянского района. Образец 11сс представляет со-

бой кристалл сфена, включенный в крупное выделение роговой обманки в пределах центральной крупноблоковой зоны, на границе блоков микроклина и кварца. Химический и редкоземельный состав его близок к составу сфенов из пегматитов Приольхонья. Причина этой близости пока не ясна. Состав РЗЭ другого ортита, взятого из той же жилы, идентичен составу лантаноидов в ортитах Слюдянки. Однако в нем отмечены повышенные содержания Dy и Y, что опять же характерно для амазонитовых пегматитов Приольхонья.

## ГРАНАТЫ

Гранаты из пегматитов Прибайкалья весьма разнообразны по составу. Среди них преобладают спессартины, к которым относятся все проанализированные образцы из Приольхонья, в основном из редкоземельных пегматитов этого района. В допалеозойских пегматитах Приольхонья изучены составы гранатов из блоковой зоны жилы Нарын-Кунта (обр. 1 gn) и субграфических кварц-гранатовых сростаний зоны кварц-мусковитового замещения жилы Хлопинитовая (обр. 3gn). Образцы гранатов 4gn и 5gn происходят из палеозойских амазонитовых пегматитов жилы Северная. Гранат приурочен преимущественно к зоне графических и апографических сростаний калишпата с кварцем, окаймляющим крупноблоковое ядро. С гранатом ассоциирует сфен. Из других акцессорных минералов в пегматите встречаются циркон, ортит и менделеевит.

Состав граната испытывает явную зависимость от состава вмещающих пород и минеральной специализации пегматитовых жил. Так, в гранатах Слюдянского района из шерл-мусковитовых пегматитов жилы Сальникова преобладает альмандиновая составляющая (обр. 2gc — 6gc), а гранат 1gc является андрадитом и происходит из титанит-пироксеновых пегматитов, обогащенных при их взаимодействии с вмещающими породами Ca и Mg.

Сумма редких земель в гранатах Приольхонья высока — она достигает 0,77% (табл. 4). Состав лантаноидов селективно иттриевый, изоморфные замещения в них происходят по схеме  $2Mn^{2+} \rightarrow Y^{3+}Na^{1+}$ . Из-за близости ионных радиусов лантаноидов иттриевой подгруппы к ионному радиусу Mn (преобладающее влияние кристаллохимического фактора) иттриевые лантаноиды (Tm, Er, Yb) в этих гранатах также содержатся в повышенных количествах. Особенно велико содержание Tm, достигающее в некоторых образцах сотых долей процента. Большое влияние на содержание РЗЭ в гранатах оказывают присутствующие в парагенезисе другие акцессории. В гранатах жилы Хлопинитовой с эвксенитом (обр. 3gn) количество Yb составляет 0,19%, в жилах без тантало-ниобатов (обр. 1gn) Yb обнаружен в количестве 7,3 отн. %.

Для гранатов из слюдянских пегматитов характерна низкая сумма редких земель (среднее содержание 0,14%) и преобладание лантаноидов цериевой группы при невысоком содержании Y (до 0,05 отн. %). Среди изученных гранатов есть всего два образца (4gc и 5gc), представляющих две генерации минерала из одной пегматитовой жилы. Гранат поздней генерации (5gc) отличается резко повышенным содержанием спессартинового минерала и в этом отношении близок гранатам Приольхонья. Однако суммарное количество РЗЭ в нем почти такое же низкое, как и в обр. 4gc. Доля Y в спектре РЗЭ в обр. 4gc и 5gc одинакова, но в более позднем гранате явно увеличена роль лантаноидов иттриевой группы (Ho, Tm, Lu), в то время как относительная величина  $\Sigma Ce$  понижается с 14 до 9,5%. Аналогичные закономерности отмечались нами и при сравнении генераций гранатов в мусковитовых пегматитах [5].

Содержания РЗЭ в гранатах из пегматитов Прибайкалья (отн. %)

Компонент	1гп	2гп	3гп	4гп	5гп	6гп	1гс	2гс	3гс	4гс	5гс	6гс
La	Не обн.	0,18	2,71	0,51	Не обн.		11,76	14,29	4,92	1,61	2,38	14,57
Ce	0,38	0,53	3,55	1,28	0,84	0,30	23,43	27,17	20,76	8,24	7,07	27,80
Nd	Фон	0,45	0,55		Фон		5,76	9,75	4,64	Не обн.		8,66
Eu	0,013	0,013	0,032	0,05	0,04	0,013	<0,17	<0,075	<0,27	<0,17	0,11	0,07
Gd	1,13	1,46	8,51	0,41	0,33	0,53	3,05	1,28	Не обн.		4,12	Не обн. 14,00
Dy	2,87	2,80	7,09	2,94	3,33	2,86	12,71	5,83	8,20	12,18	» »	5,35
Ho	0,77	1,33	0,35	0,94	1,04	1,17	1,02	0,68	1,09	1,61	8,29	0,60
Er	2,85	6,53	3,77	8,75	9,45	6,62	5,75	3,40	2,73	6,09	1,14	2,26
Yb	7,37	Не опр.	0,19		Не опр.		2,88	2,73	4,10	5,19	0,79	2,26
Tm	0,64	1,86	0,06	2,73	3,12	2,46	0,85	0,38	0,82	0,89	12,40	0,33
Lu	1,14	1,05	0,16	10,81	8,36	4,17	0,51	0,45	0,55	0,71	8,92	0,20
Y	82,84	83,80	73,03	71,58	73,49	81,88	32,11	33,97	51,92	59,19	58,90	23,90
$\Sigma TR$	0,76	0,75	0,31	0,19	0,276	0,77	0,059	0,132	0,036	0,056	0,088	0,151
$\Sigma Y$	15,64	13,57	11,62	26,17	25,30	17,28	23,72	13,47	17,49	26,67	31,54	11,00
$\Sigma Ce$	1,52	2,63	15,35	2,25	1,21	0,84	44,17	52,56	30,59	14,14	9,56	65,10
$\Sigma \frac{Ce}{Y}$	0,097	0,19	1,32	0,085	0,05	0,05	1,86	3,90	1,75	0,53	0,30	5,92
$\Sigma \frac{Ce}{Y}$	10,28	5,16	0,75	11,63	20,90	20,57	0,53	0,25	0,57	1,88	3,30	0,17

Примечания: I. Гранаты Приольхонья: 1гп — Нарын-Кунта, гранат в кварце; 2гп — там же; 3гп — жила Хлопинитовая, гранат из кварца; 4гп — жила Северная, Тажерап; 5гп — жила Северная, гранат с магнетитом; 6гп — жила Южная. Гранаты Слюдянки: 1гс — падь Буровщина, гранат в плагиоклазе; 2гс — копь Сальникова, гранат из ксенолита; 3гс — копь Сальникова, гранат из гнейса; 4гс и 5гс — копь Сальникова, КМН; 6гс — копь Сальникова, гранат из гнейса. II. Pr, Sm не обнаружены.

Гранаты Слюдянки содержат обычно почти на порядок больше La, в 4 раза больше Ce и вдвое больше Nd, а Er, Lu и Yb в них на порядок меньше по сравнению с гранатами Приольхонья. На рис. 1 четко видна редкоземельная специализация гранатов двух регионов по соотношению отдельных лантаноидов: для гранатов Приольхонья обычно повышенное содержание Y, а гранаты из пегматитов Слюдянки обогащены цериевыми лантаноидами.

Сравнение спектра РЗЭ в гранатах типичных редкоземельных пегматитов и изученных нами ранее мусковитовых пегматитов [5] показывает, что в тех и других преобладает Y. Его относительное содержание составляет от суммы РЗЭ в редкоземельных пегматитах 59—84%, а в мусковитовых 54—69%. Иттриевые лантаноиды в обоих случаях преобладают над цериевыми. Среди лантаноидов цериевой группы в редкоземельных пегматитах обычно преобладает Gd, а в мусковитовых — Ce. В гранатах редкоземельных пегматитов не обнаружены Pr и Sm, присутствующие во всех спектрах РЗЭ гранатов мусковитовых пегматитов. Из иттриевых лантаноидов в гранатах редкоземельных пегматитов содержится много Er, Dy, иногда Yb и Lu. Подтверждается установленная П. В. Калининым [9] закономерность — обогащение андрадитовых гранатов цериевыми лантаноидами, в особенности Ce.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как явствует из приведенных выше материалов, различия в спектрах РЗЭ между минералами изученных пегматитов соответствуют установленным ранее. Ортит как собственно цериевый минерал имеет резко селективный состав РЗЭ: доля Ce составляет здесь обычно 40—50 отн.% (максимально 54,3%), La — 30—40% и до 20% Nd. Сфен имеет явно комплексный спектр РЗЭ, а в гранатах, как всегда, повышена доля Y. В этом проявляется действие кристаллохимического фактора в распределении элементов.

При наличии в пегматитах тантало-ниобатов редких земель последние обогащаются иттриевыми землями и в первую очередь Yb. Эта закономерность наблюдалась для фергусонита, бетафита и эвксенита, а также для циркона из пегматитов [4, 14]. В жилах Прибайкалья она наблюдается при изучении состава сфенов и гранатов, находящихся в парагенезисе с тантало-ниобатами. Так, в сфене жилы Намши-Нур (обр. 1сн) без тантало-ниобатов содержание Yb составляет 0,98% от суммы РЗЭ, в то время как в сфене жилы Северной (обр. 2сн, 3сн), содержащей менделеевит (бетафит) и циркон, этот элемент вообще не обнаружен. В гранатах жилы Хлопинитовой (обр. 3гн), где присутствует эвксенит, количество Yb составляет 0,19%, а в неспециализированной жиле Нарын-Кунта (обр. 1гн) гранат содержит Yb в количестве 7,37 отн.%.

Представляет интерес постоянное и однозначное различие в спектрах РЗЭ между минералами из Приольхонья и Слюдянского района (см. рис. 1): все приольхонские образцы группируются вблизи иттриевого угла диаграммы, а слюдянские расположены вдоль линий, соединяющих точки гранатов Приольхонья с цериевым углом диаграммы. Аналогичная картина наблюдается для сфена, она осложнена лишь близостью одного образца из Слюдянского района (11сс — Комарский хребет) к трем образцам из пегматитов Приольхонья. Даже среди ортитов, точки которых находятся всегда в цериевом углу диаграммы, наблюдается отклонение части приольхонских образцов (1он, 2он) в сторону иттриевого угла. Наконец, точно такая же закономерность проявляется и для состава РЗЭ пегматитовых образцов: все четыре точки по Слюдянскому району тяготеют к цериевому

углу диаграммы, а две точки пегматитов Приольхонья находятся ближе к иттриевому углу.

Такие устойчивые региональные различия обусловлены, вероятно, спецификой состава РЗЭ во вмещающих породах. Уже давно отмечалась корреляция между уровнями содержаний РЗЭ в пегматитах и вмещающих породах. Для западных штатов США это установлено Е. Хейнричем с соавторами [27]. О корреляции отношений  $\Sigma\text{Ce} : \Sigma\text{Y}$  в ортите пегматитовых жил и в эпидоте вмещающих пород на одном из месторождений Северной Карелии пишет В. А. Леонова [14], которая считает вмещающие породы главным источником РЗЭ и многих других элементов, входящих в состав пегматитов. При изучении мусковитовых пегматитов Восточной Сибири мы показали существование отрицательных аномалий РЗЭ в ореолах вокруг слюдяных жил [12]. На ранней щелочной стадии послемагматического процесса, когда формируются зоны андезинизации и микроклинизации вмещающих пород, последние служили источником Y и лантаноидов для формирующихся в это время минералов пегматитов. В дальнейшем РЗЭ могут вновь переходить в раствор и перераспределяться, но отрицательные аномалии вокруг пегматитовых жил сохраняются. При сравнении Мамского и Гутаро-Бирусинского районов удалось установить, что чем богаче лантаноидами вмещающие породы, тем больше этих элементов в минералах пегматитов. А в слюдяных районах Енисейского кряжа наблюдаются минимальные из изученных содержания РЗЭ как в пегматитах, так и в метаморфических толщах.

К сожалению, в нашем распоряжении нет данных о концентрациях РЗЭ в метаморфических породах Приольхонья, да и породы Слюдянского района изучены на содержания Y и лантаноидов лишь по отдельным образцам. И все же уже сейчас предварительно можно говорить о существовании корреляции в спектрах РЗЭ между вмещающими породами, пегматитами в целом и отдельными минералами пегматитов. Единственная точка на рис. 1, которая отражает средний состав гнейсов Слюдянки, достаточно близка по соотношению  $\Sigma\text{Ce}$ ,  $\Sigma\text{Y}$  и Y к средней точке пегматитов этого же района. Недавно мы отмечали [23] близость спектра РЗЭ в гранатах из пегматитовой жилы копи Сальникова Слюдянки и в гранатах, вмещающих эту жилу пород. Таким образом, региональные различия между спектрами РЗЭ в отдельных минералах и пегматитах в целом обусловлены, по-видимому, разными соотношениями РЗЭ во вмещающих породах двух районов.

## Выводы

Содержания и спектр РЗЭ во вмещающих породах дают возможность для образования в пегматитах собственно редкоземельных минералов или для их вхождения в виде примесей в сфен, гранат, апатит, плагиоклаз. Эта возможность реализуется по-разному. Как показано выше, при обсуждении результатов анализа отдельных минералов, существенное влияние на концентрацию и соотношение РЗЭ в минералах пегматитов могут иметь следующие факторы:

1. Минеральный состав пегматитовых тел, в особенности присутствие собственно редкоземельных минералов (ортита, монацита, ксенотима, бетафита, эвксенита, фергюсонита и др.) [4, 13]. Когда же их нет, большое значение имеет наличие и количество других минералов-носителей РЗЭ (сфен, гранат, апатит).

2. Способ и время кристаллизации минералов (из расплава, раствора, на ранних или поздних стадиях процесса). Естественно, что на концентрацию РЗЭ в первичных минералах пегматитов главное влияние будут оказывать исходные их содержания в расплаве, а в послемагматических минералах — содержания и химические потенциалы РЗЭ в растворах.

3. Величина давления при минералообразовании, определяемая как глубиной формирования пегматитов, так и степенью закрытости системы (поскольку в закрытых пегматитовых системах давление может значительно превышать возможную литостатическую нагрузку. Такое сверхдавление зависит от наличия и соотношения летучих компонентов и температуры процессов).

4. Щелочность среды, усиливающая или ослабляющая химические потенциалы отдельных РЗЭ в высокотемпературных гидротермальных растворах. Она зависит не только от температуры (стадии) процесса, но и от состава вмещающих пород, прежде всего от возможности перехода в раствор ионов Са и Mg (из карбонатных пород, скарнов и т. п.).

5. Кремнекислотность гранитов и пегматитов, влияющая преимущественно на первичное соотношение РЗЭ в минералах магматического этапа кристаллизации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Анализ минерального сырья. Л.: Госхимиздат, 1959. 1053 с.
2. Бородин Л. С. Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы при решении вопросов эндогенного минералообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965, № 7, с. 3—21.
3. Варшал Г. М., Наумова О. Д. Методы определения редкоземельных элементов в природных и промышленных объектах. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 195 с.
4. Гинзбург А. И., Горжевская С. А., Ерофеева Е. А., Сидоренко Г. А. О химическом составе тетрагональных титано-тантало-ниобатов. — Геохимия, 1960, № 1, с. 11—31.
5. Глебов М. П., Ширяева В. А., Шмакин Б. М. Зависимость состава гранатов мусковитовых пегматитов от условий минералообразования. — Геохимия, 1969, № 4.
6. Забавникова Н. И. Об изоморфных замещениях в сфенах. — Геохимия, 1957, № 3, с. 226—233.
7. Иванов А. Н., Шмакин Б. М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М.: Наука, 1980. 219 с.
8. Иванов А. Н., Ширяева В. А., Шмакин Б. М. Ортит как минерал-индикатор глубинности пегматитообразования. Ежегодник СибГЕОХИ, 1974 г. Новосибирск: Наука, 1976, с. 111—115.
9. Калинин П. В. Гранаты из пегматитовых жил Южного Прибайкалья. — Труды МГРИ, 1955, т. 28.
10. Калинин П. В. О пегматитах Слюдянского района в Южном Прибайкалье. — Труды МГРИ, 1957, т. 31, с. 81—101.
11. Калинин П. В. Ортит из пегматитовых жил Вост. Сибири. — Труды МГРИ, 1961, т. 36, с. 82—89.
12. Калинин П. В., Шмакин Б. М., Ширяева В. А. Состав сфенов из гранитных пегматитов Прибайкалья. — Минерал. журн. Киев (в печати).
13. Калита А. П. Распределение редких земель в минералах пегматитов Северо-Западной и Юго-Западной Карелии. — Геохимия, 1959, № 2, с. 140—145.
14. Леонова В. А. Некоторые вопросы геохимии и генезиса пегматитовых жил Чупы (Сев. Карелия). — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1965, ч. 94, вып. 3.
15. Ляхович В. В. Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 276 с.
16. Минеев Д. А. Лантаноиды в минералах. М.: Недра, 1969. 482 с.
17. Протопопов В. Н. Рентгено-спектроскопическое исследование иттроортита, ортита, монацита и циртолитов Сев. Карелии. — Матер. ЦНИРГИ (Геохимия), сб. 5, 1940.
18. Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в минералах. — Геохимия, 1958, № 4, с. 314—333.
19. Хвостова В. А. Минералогия ортита. М.: Наука, 1968. 120 с.
20. Ширяева В. А. О факторах распределения редкоземельных элементов в акцессорных минералах мусковитовых пегматитов. — В кн.: Геохимия пегматитов Вост. Сибири. М.: Наука, 1971, с. 102—111.
21. Ширяева В. А., Шмакин Б. М. Состав ортитов из редкоземельных пегматитов Прибайкалья. — В кн.: Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1981.
22. Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
23. Шмакин Б. М., Макагон В. М., Конев А. А., Иванов А. Н. Амазонитовые пегматиты Приольхонья. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1973, ч. 102, вып. 5, с. 591—599.

24. Шмакин Б. М., Степан М. О. Два сфена из архейских пегматитов Алданского щита. — Изв. ВУЗов. Геол. и разв., 1961, № 10, с. 59—65.
25. Шмакин Б. М., Ширяева В. А. Ортит и монацит мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1971, ч. 100, вып. 3, с. 274—281.
26. Шмакин Б. М., Ширяева В. А. Спектр редкоземельных элементов и другие особенности состава гранатов из пегматитов Прибайкалья. — Геохимия, 1981, № 1, с. 90—99.
27. Heinrich E. W., Borup R. A., Levinson A. A. Relationships between geology and composition of some pegmatitic monazites. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1960, v. 19, N 3, p. 222—231.
28. Higgins J. B., Ribbe P. H. The crystal chemistry and space groups of natural and synthetic titanites. — Am. Mineralogist, 1976, v. 61, N 9—10, p. 878—888.
29. Sahama Th. On the chemistry of the mineral titanite. — Bull. Commis. Geol. Finland, 1946, v. 19, N 138.
30. Staatz M. H., Conklin N. M., Brownfield V. K. Rare earths, thorium and other minor elements in sphene from some plutonic rocks in West Central Alaska. — J. Res. US Geol. Surv., 1977, v. 5, N 5, p. 623—628.

*Институт геохимии им. академика А. П. Виноградова  
СО АН СССР*

**В. Г. Боголепов, Б. М. Найденов, Э. Я. Польшанский**

**ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ  
КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ  
В ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИВАХ  
БЕКТАУАТА И АКЧАТАУ  
НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПИИ Аг  
ИЗ РЕЛИКТОВ РАСТВОРОВ**

Шлировые и камерные пегматиты, по данным И. В. Давиденко [7], А. И. Захарченко [8, 9] и нашим наблюдениям, залегают в апикальных частях пеллополюсовых выступов в кровле гранитных интрузивов Бектауата и Акчатау (Казахстан). Вмещающие породы служили экранами, не пропускающими выделяющиеся из магмы летучие компоненты во вмещающие породы, так что в момент становления интрузии действовал эффект свода. Об этом свидетельствует максимальная газонасыщенность гранитов в местах развития пегматитов [8]: в гранитах с белым кварцем, наиболее удаленных от пегматитовых полей, газосодержание находится в пределах 10—20 см<sup>3</sup>/кг породы, а в гранитах с темным кварцем вблизи пегматитовых тел оно увеличивается до 60 см<sup>3</sup>/кг, причем в минералах самих пегматитов доходит до 100—150 см<sup>3</sup>/кг.

В пределах куполов пегматиты приурочиваются к контактам фаз кристаллизации между собой или с породами кровли. Наиболее полно дифференцированные тела пегматитов с крупными (и часто прозрачными) кристаллами кварца располагаются в крупно- и среднезернистых гранитах Бектауата, а в мелкозернистых гранитах (вернее, в их контактах с более крупнозернистыми гранитами) обычно залегают лишь небольшие и плохо дифференцированные пегматитовые тела (Бектауата, Акчатау). Это связано с длительным временем существования высокотемпературных условий при относительно долгом формировании крупнозернистых гранитов первой и второй фаз кристаллизации, благоприятствующих процессам перекристаллизации первоначально незональных шлировых пегматитов в камерные по системе автоклава. О наличии таких процессов свидетельствуют и формы последовательного усложнения строения тел, выявленные на Бектауате [8]. В начале на границах раздела фаз возникают пологие тела аплитов с участками кварц-кальциевых пегматитов гра-

Изотопный состав аргона в газовой-жидких включениях кварца пегматитов Бектаута и Акчатау

Место взятия и краткая характеристика пробы	Аргон, $10^{-4}$ мм <sup>3</sup> /г		Воздушный аргон, %		НТВ/ВТВ
	НТВ	ВТВ	НТВ	ВТВ	
1	2	3	4	5	6
<b>Бектаута</b>					
<i>Пегматитовое тело № 5</i>					
Кристаллы серого полупрозрачного кварца в калишпате длиной 5 см	1,85	1,44	75,8	67,1	1,13
То же, длина кристалла кварца 10 см	1,62	1,34	81,1	64,5	1,26
То же, размер кристалла кварца 15×20 см	1,62	1,60	78,5	66,5	1,18
То же, в стенке карьера, длина кристалла 70 см	2,58	1,56	86,3	73,6	1,17
То же	2,42	1,56	84,9	77,6	1,09
Кристаллы кварца из зальбанда тела, выросшие на граните и окруженные кварц-калишпатовым мелкозернистым агрегатом	0,42	1,04	86,8	86,0	1,01
То же	0,43	1,05	88,4	80,6	1,09
Кристалл кварца размером 15×7 см из большого погреба; проба из центральной части кристалла	0,29	1,05	64,5	67,4	0,96
То же	0,35	1,08	67,8	66,5	1,02
Черные полупрозрачные края кристалла из пробы 8	1,23	1,77	70,7	64,7	1,09
То же	1,41	1,61	76,6	63,4	1,21
Сколки прозрачного бесцветного кварца из отвала	0,24	0,43	93,3	75,6	1,23
Сколки прозрачного светло-синего флюорита, собранные на отвале	0,29	1,18	80,2	83,9	0,96
То же	0,29	0,92	80,3	83,0	0,97
<i>Мелкое пегматитовое тело вблизи тела № 5</i>					
Кристалл кварца, аналог пробы 6, взят из основания кристалла	1,09	2,60	83,1	79,3	1,05
То же	1,10	2,58	81,3	81,9	0,99
То же, проба взята ближе к головке кристалла	0,85	1,28	85,3	82,8	1,03
То же	0,82	1,17	84,3	83,8	1,01
Головка кварца диаметром 10 см	1,03	4,32	82,3	83,6	0,98
<i>Мелкое (мощность 0,5 м) пегматитовое тело вблизи тела № 5</i>					
Блок серого кварца размером 15 см из гнезда	0,85	1,25	86,0	80,0	1,07
То же	0,86	1,29	86,0	81,1	1,06
<i>Образцы из отвалов разработки</i>					
Моноблок кварца размером 15×20 см	0,35	0,90	85,6	76,3	1,12
Моноблок кварца размером 15×15 см	0,51	1,15	78,1	71,4	1,09
Моноблок светло-серого кварца с «рубашкой» прозрачного дымчатого кварца мощностью 1,5 см	1,28	0,62	79,5	70,9	1,12

1	2	3	4	5	6
<i>Пегматитовое тело в районе пионерского лагеря (в крутокупольной части кровли гранитного массива)</i>					
Серый кварц из блоковой зоны пегматитового тела			85,5	70,5	1,22
<i>Кварцевая жила вблизи тела № 5</i>					
Флюорит из кварцевой жилы мощностью 15 см	2,51	4,10	78,3	56,3	1,39
То же			78,4	52,2	1,50
<b>Акчатау</b>					
Пегматит в контакте мелкозернистых гранитов с роговиками, район жилы 141			81,7	75,8	1,08

Примечание. Анализы произведены в лаборатории геохимии изотопов КазИМСа; ПТВ и ВТВ — соответственно низкотемпературные и высокотемпературные включения.

фической структуры, затем появляются блоковые структуры и, наконец, кварцевые ядра с занорышами. Характерная особенность состоит в том, что развитие отмеченных последовательных форм пегматитов выражается всегда в виде вспучивания и прорыва вверх от тех пологих трещин, к которым они приурочены. От этих трещин пегматиты развиваются подобно «диапировым структурам» с загибанием вверх (в виде куполов) и прорывов по пути встречающихся более ранних пологих контракционных трещин.

Обязательным условием формирования как шлировых, так и камерных пегматитов является замкнутость системы. Для проверки справедливости этого предположения, а также с целью изучения природы растворов мы исследовали изотопию аргона, извлеченного из газовой-жидких включений кварца по методике, описанной ранее [1, 5, 6]. Результаты анализа приведены в таблице, из которой можно сделать следующие выводы.

1. Во всех пегматитовых телах аргон в основном (70—90%) имеет воздушное происхождение. Это свидетельствует о том, что гранитные магмы будущих интрузивов из областей своего зарождения в верхний структурный этаж поднимались сухими и обводнялись за счет подтока легколетучих соединений к вторичному магматическому очагу уже после остановки расплава и начала его кристаллизации, что подтверждает сделанные ранее выводы [2, 10].

2. Постоянство соотношения воздушного и радиогенного аргона в высоко- и низкотемпературных включениях свидетельствует о неизменности состава растворов во времени, т. е. о замкнутости системы. Однако это еще не является показателем продуктивности данного пегматитового тела, как мы полагали ранее [4, 11], так как соотношения, близкие к единице, встречаются и в крупных продуктивных пегматитовых телах, и в располагающихся здесь же мелких, безрудных; такое же соотношение отмечается и в шлировых пегматитах Акчатау [3], где вообще нет камерных пегматитов, а широко развиты эндоконтактные грейзены. Однако для всех этих образований характерна одна общая закономерность: локализованы они в пологокупольных структурах.

В пегматитах крутокупольных участков кровли Бектауата отмечается отчетливое обогащение воздушным аргоном низкотемпературных включений; система в данном случае является периодически открывающейся. Иными словами, величина отношения воздушного и радиогенного аргона дает информацию о степени конкордантности кровли в дискордантных (посторогенных) гранитных интрузивах: если она близка к единице, то

структуры должны быть пологокупольные с конкордантной кровлей, свидетельствующей о существовании эффекта свода в период становления интрузивов. В пространственной связи с такими участками кровли можно ожидать наличия как камерных пегматитов (Бектауата), так и эндоконтактных грейзеновых тел (Акчатау). Дальнейшая разбраковка интрузивных куполов по типам минерализации должна производиться по геологическим признакам: по наличию или отсутствию крутопадающих плитчатых зон и пр.

Для образования продуктивных пегматитов нужно соблюдение трех условий: замкнутости системы, длительности ее существования (продуктивные тела находятся только в крупнозернистых гранитах) и отсутствия формирования крутопадающих плитчатых зон как в гранитах, так и в породах кровли. Эндоконтактные грейзены формируются при соблюдении двух условий: замкнутости системы в позднемагматический период и развития крутопадающих плитчатых зон в более позднее время. Если величина рассматриваемого отношения в пегматитах больше единицы, то это свидетельствует об их формировании в бесперспективных (на предмет обнаружения камерных пегматитов и эндоконтактных грейзенов) дискордантных крутокупольных участках кровли гранитных интрузивов; в связи с ними возможно обнаружение экзоконтактных жил и штокверков.

3. Кварц-флюоритовые жилы Бектауата и грейзены Акчатау минимум двустадийные, причем в формировании более поздних порций растворов значительное участие принимают подземные воды.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баханова Е. В., Боголепов В. Г., Нарсеев В. А., Польшянный Э. Я. О критериях «ювенильности» реликтов гидротерм и природе соединений углерода во включениях. — В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Киев: Наукова думка, 1978, с. 33—34.
2. Боголепов В. Г. О связи металлогенической специализации гранитов с образованием промышленных месторождений металлов. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976, с. 158—161.
3. Боголепов В. Г., Гуляева Н. Я., Сафин Д. А. и др. К методике поисков скрытых рудных тел на редкометальном месторождении Акчатау. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: изд-во ЛГУ, 1975, с. 55—65.
4. Боголепов В. Г., Давиденко И. В., Польшянный Э. Я. Использование аргона газовой-жидких включений кварца пегматитов для решения генетических и прикладных проблем. — В кн.: Тезисы докладов 4-го регионального совещания по термобарогеохимии процессов минералообразования. Ростов: изд. Ростов. ун-та, 1973, с. 162—163.
5. Боголепов В. Г., Найденов Б. М., Польшянный Э. Я. Изотопный состав аргона газовой-жидких включениях кварца месторождения Акчатау. — Вестн. АН КазССР, 1970, № 12, с. 55—60.
6. Боголепов В. Г., Найденов Б. М., Польшянный Э. Я. Изотопный состав аргона в газовой-жидких включениях кварца некоторых месторождений Казахстана и его генетическое значение. — Тр. ВНИИСИМС, 1971, т. 14, с. 98—102.
7. Давиденко И. В. Особенности формирования и размещения хрусталеносных пегматитов. — Тр. ВНИИСИМС, 1964, т. VIII.
8. Захарченко А. И. О физико-химических условиях и процессах формирования гранитных пегматитов. — Геохимия, 1964, № 11, с. 1097—1115.
9. Захарченко А. И. Особенности формирования и локализации месторождений редких металлов и камерных пегматитов, связанных с гранитами. — В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Наука, 1971, с. 40—47.
10. Найденов Б. М., Боголепов В. Г., Польшянный Э. Я., Захарченко А. И. Поведение изотопов аргона в минералообразующих растворах пегматитов. — Геохимия, 1972, № 6, с. 734—737.
11. Польшянный Э. Я., Давиденко И. В., Найденов Б. М., Боголепов В. Г. Аргон газовой-жидких включений кварцев слюдоносных и керамических пегматитов. — Геохимия, 1973, № 12, с. 1881—1886.

## Часть II

# МЕТОДЫ ПОИСКОВ ПЕГМАТИТОВ

М. П. Петров

### О МЕТОДИКЕ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ГЛУБИННЫХ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МУСКОВИТА

В связи с сокращением резерва легко открываемых выходящих на поверхность месторождений полезных ископаемых неуклонно растут глубины поисковых работ. Успех глубинного поиска целиком зависит от достоверности и конкретности научных прогнозов, базирующихся на детальном металлогеническом (минерагеническом) анализе. Поэтому совершенствование методики этого анализа и методик глубинных поисков — актуальнейшая проблема, без решения которой почти невозможно обеспечить народное хозяйство разведанными запасами многих видов минерального сырья, в том числе и мусковита.

Но здесь существует ряд специфических трудностей, причины которых кроются в особенностях самих месторождений.

Одной из главных причин представляется резкая неоднородность месторождений, проявляющаяся на разных уровнях. Систематика неоднородностей, разработанная нами в развитие идей М. В. Раца [8] и А. Б. Каждапа [3] на основе общенаучной диалектической концепции уровней организации материи [2], представлена в табл. 1. Основные особенности слюдоносных провинций, районов, полей и узлов определяются характером пространственного распределения и признаками промышленно слюдоносных тел и зон, а особенности зон, в свою очередь, — характером распределения и качеством кристаллов мусковита. Поэтому при минерагеническом анализе любого масштаба приходится учитывать уровни неоднородности более высоких порядков, вплоть до девятого и даже выше.

Практическая ценность геологических факторов контроля слюдоносности зависит от четкости их проявления на интересующем нас уровне. Метаморфический фактор оказывает воздействие в основном на региональном уровне, структурно-тектонические факторы контроля — на всех уровнях, вплоть до седьмого, но не на всех уровнях отчетливо из-за недостаточной изученности структур. Литологический контроль осуществляется на тех же уровнях и обычно довольно четко. В частности, важную роль литологического контроля подтверждают статистические данные автора о распределении промышленно слюдоносных зон по группам параметаморфических пород — 83% слюдоносных жил залегают в породах глинистого или песчано-глинистого ряда: дистен-гранат-слюдяных, гранат-слюдяных, двуслюдяных и биотитовых кристаллических сланцах (породы групп С, сб, бс и В, табл. 2), тогда как кварциты, амфиболиты и амфиболовые гнейсы, кристаллические известняки почти не содержат жил с существенными запасами мусковита. Слюдяных жил нет в гранитогнейсах, крупных телах пегматоидных гранитов (гранит-пегматитов).

По отношению к вмещающим породам слюдоносные жилы занимают и секущее, и согласное положение. В Байкало-Патомской провинции секущие жилы составляют 47%, но доля их по пегматитовым полям изменяется от 27 до 88%. В Карелии секущие жилы преобладают; на некото-

Систематика неоднородностей мусковитовых месторождений

Уровень неоднородности	Порядок уровня	Элемент неоднородности	Размер элементов неоднородности, м	Стадия и метод изучения	Масштаб изучения
Планетарный	1	Пегматитовые пояса	$10^5-10^6$	I. Региональные работы I.1. Геологическая съемка	1 : 1000000—1 : 200000
Региональный	2	Слюдоносные провинции, районы	$10^5$	I.2. » »	1 : 100000—1 : 25000
	3	Пегматитовые поля	$10^4$	I.3. » » I.4. Глубинное картирование II. Поисковая стадия	1 : 50000—1 : 10000 1 : 25000—1 : 10000
Месторождения	4	Слюдоносные пегматитовые узлы	$10^3$	II. 1. Общие поиски	1 : 10000
	5	» » »	$10-10^3$	II.2. Детальные поиски II.3. Поисково-оценочные работы	1 : 5000 1 : 2000
Текстурная зона	6	Промышленно слюдоносные зоны (рудные тела) То же	$10-10^2$	III. Предварительная разведка IV. Детальная разведка	1 : 1000 1 : 500
	7	Обогащенные мусковитом столбы, участки, зонки, струи и т. п.	1—10	V—VI. Эксплуатационно-разведочная стадия Специальные исследования на всех стадиях	1 : 250 1 : 100— $\times 10^8$
	8	Сростки и группы сближенных кристаллов	$10^{-1}-10^0$	Детальные зарисовки, фотодокументация	1 : 100—1 : 50
Структурный	9	Кристаллы мусковита	$10^{-1}-10^{-2}$	Детальные зарисовки с массовыми мерами кристаллов	1 : 50—1 : 10
	10	Макронеоднородности кристалла	$10^{-4}-10^{-1}$	Технологические анализы слюды	—
Микроуровень	11	Микронеоднородности кристалла	$10^{-4}-10^{-6}$	Микроскопические исследования	$\times 10- \times 10^3$
Молекулярный	12	Субмикроблочность кристаллов (4), неоднородности кристаллической решетки	$10^{-7}-10^{-10}$	Электронная микроскопия, рентгенография	$\times 10^5- \times 10^8$

Примечание. Стадии I—IV соответствуют подразделению геологоразведочного процесса, утвержденному приказом Министра геологии СССР № 960 от 15.12.75.

Систематика метаморфических пород Мамско-Чуйского района и распределение промышленно слюдоносных зон по группам пород (%)

$\frac{A}{0}$ Кварциты	$\frac{ab}{0}$ Кварц-полевошпатовые породы с биотитом	$\frac{ac}{0}$ Кварц-гранат-дистеновые (силлиманитовые) сланцы; кварц-гранат-двуслюдяные сланцы	$\frac{ad}{0}$ Кварц-полевошпат-амфиболовые породы	$\frac{ae}{0}$ Кварцсодержащие известняки
$\frac{ba}{2}$ Кварцито-гнейсы и кварц-биотитовые гнейсы	$\frac{B}{18}$ Биотитовые гнейсы	$\frac{bc}{16}$ Двуслюдяные и гранат-двуслюдяные гнейсы	$\frac{bd}{1}$ Биотит-амфиболовые гнейсы	$\frac{be}{5}$ Биотит- и плагиоклазсодержащие известняки
$\frac{ca}{0}$ Слюдистые кварциты (с гранатом)	$\frac{cb}{11}$ Гранат-биотитовые гнейсы	$\frac{C}{38}$ Дистен-(силлиманит)-гранат-сланцы	$\frac{C-D}{0}$ Переслаивание пород рядов С и D	$\frac{ce}{1}$ Цоизитовые породы
$\frac{da}{0}$ Амфибол-(диопсид)-кварцевые породы	$\frac{db}{2}$ Гранат-амфибол-биотитовые гнейсы	$\frac{D-C}{0}$ Переслаивание пород рядов D и C	$\frac{D}{1}$ Амфиболиты, амфиболовые гнейсы	$\frac{de}{0}$ Тремолитовые мраморы и актинолит-кальцитовые породы
$\frac{ea}{0}$ Известковистые кварциты	$\frac{eb}{1}$ Известковистые биотитовые и скаполитовые гнейсы	$\frac{ec}{2}$ Графит-сланцы	$\frac{ed}{0}$ Кальцит-(диопсид)-амфиболовые (с гранатом) и тремолит-тальковые породы	$\frac{E}{2}$ Известняки (кристаллические)

Примечания: 1. Ряды пород по исходному составу: А — кварцитовый, В — песчано-глинистый, С — глинистый, D — мергелистый, E — карбонатный. 2. Цифры под обозначением группы пород — количество промышленно слюдоносных зон, %. 3. Вещественный (химический и минеральный) состав ведущих разновидностей пород мамского комплекса охарактеризован в монографии Б. М. Шмакина и В. А. Макрыгиной [12] и ряде других работ [10, 11 и др.]. 4. Систематика пород разработана совместно с Ю. И. Сычевым в 1970 г. 5. Силлиманитовые разновидности пород групп ac и C не содержат промышленно слюдоносных пегматитов.

Таблица 3

Морфологические типы слюдоносных зон			
$H:L$	$M:H$	Форма зон	Распространенность, %
$<0,4$	$<0,4$	Ленточная	51
$\geq 0,4$	$<0,4$	Плитообразная (линзы)	38
$<0,4$	$\geq 0,4$	Линейная (трубы, столбы)	11

рых месторождениях (Енское, Слюдяногорское) преобладают согласные. Залегание слюдоносных жил вполне закономерно — оно определяется складчатой структурой вмещающей метаморфической толщи и разрывной тектоникой. Часто слюдоносными являются тела строго определенного направления. Например, на месторождениях Согдиондон, Риколатва, Карельское, Плотина, Малиновая Варака почти все секущие слюдоносные жилы имеют субмеридиональное простираие. В Мамско-Чуйском районе 88% секущих слюдоносных жил имеют крутое падение (60—90°).

Для оптимизации поисковой сети при минерагеническом анализе очень важно изучить морфологию промышленно слюдоносных зон. При этом в качестве их геометрической модели рекомендуется принять трехосный эллипсоид с осями (в порядке уменьшения)  $L$ ,  $H$  и  $M$ . Фактически длина осей колеблется в пределах 15—1000, 5—400, 1—40 м. По соотношению этих параметров слюдоносные зоны группируются в три типа (табл. 3).

Изометрические формы слюдоносных зон (с соотношением  $H:L > 0,4$  и  $M:H > 0,4$ ) на месторождениях мусковита почти не встречаются. В [6] приведены типовые трехмерные модели, полученные в результате статистического анализа материалов объемного картирования всех слюдоносных зон Байкало-Патомской провинции, вскрытых на всю глубину горными выработками.

В связи с преобладанием слюдоносных зон удлинённых форм ( $H:L < 0,4$ , см. табл. 3) чрезвычайно важным является склонение (ориентировка длинной оси  $L$ ). При объемном картировании слюдоносных жил установлено, что  $L$  всегда лежит в плоскости слоистости вмещающих пород, а в секущих пегматитовых жилах — всегда параллельна линии скрещения плоскости жилы с плоскостью слоистости вмещающих пород. Этому правилу подчиняются и обогащенные столбы внутри слюдоносных зон. Для прогноза склонения слюдоносных зон при минерагеническом анализе можно использовать целый ряд других признаков: шарниры мелких складок; будинаж-структуры; ребра, образуемые трещинами разных систем; линейность во вмещающих породах и др.

Эффективность глубинного поиска может быть значительно повышена, если учитывать закономерности пространственного положения промышленно слюдоносных тел и зон. Поэтому проектированию глубинных поисков должны предшествовать изучение этих закономерностей, глубинное картирование (см. стадии 1—4, табл. 1) и объемный минерагенический анализ с детальным изучением структурно-тектонического и литологического факторов контроля слюдоносности.

Специфическую трудность при минерагеническом анализе слюдоносных пегматитовых полей создает низкая информативность геофизических индикаторов, вызванная тем, что петрофизическая характеристика промышленно слюдоносных пегматитов практически идентична характеристике неслюдоносных. По этой причине геофизические методы поиска недостаточно эффективны. Однако при глубинном картировании целесообразно использовать в комплексе разные методы исследования, включая геофизические и геохимические [1, 12].

Группировка слюдоносных зон по условиям определения мощности

Подгруппа	Признаки зон	Рекомендуемый метод определения мощности
Ша	$M/M_{ж} > 0,7$	По контактам пегматитового тела
Шб	$M < 0,7M_{ж}$ , границы зоны четкие	По границам зоны
Шв	$M < 0,7M_{ж}$ , границы зоны нечеткие, $C_3 \geq 0,5(M_B C_3) \min$	По керновым пробам
Шг	То же, но $C_3 < 0,5(M_B C_3) \min$	Экстраполяция

При минерогеническом анализе пегматитовых полей Байкало-Патомской провинции [6, 7] установлено большое разнообразие слюдоносных пегматитов по ценности мусковита, характеру его пространственного распределения (уровни неоднородности 7—8, табл. 1) и другим практически важным признакам. По ним четко выделяются четыре главных естественных и соответствующих им промышленных типа слюдоносных пегматитов [6, 7]: 1) пегматоидный тип (П), отличающийся гигантблоковой структурой и крупными, часто клиновидными, кристаллами мусковита; 2) кварц-мусковитовый комплекс в плагио-микроклиновых пегматитах (КМи) с мусковитом обычно высокого качества; 3) трещинный тип (ТР1)— своеобразные плагиопегматиты, в которых мусковит развит по сети лейст и пластин биотита; 4) кварц-мусковитовый комплекс в плагиопегматитах (КР1), обычно с крайне низким качеством мусковита.

Предложенная типизация отличается от традиционной только разделением пегматитов с кварц-мусковитовым комплексом на два самостоятельных промышленных типа: КМи и КР1, резко не сходных по качеству мусковита. Подземная разработка большинства зон нерентабельна, и поэтому при подсчете прогнозных запасов мусковита на глубоких горизонтах эти зоны учитывать не следует. Так как качество мусковита и ценность забойного сырца колеблются в очень широких пределах [6, 7], в дополнение к подсчету прогнозных запасов забойного сырца [9] рекомендуется подсчитывать запасы условного промсырца, приведенного по стоимости в какой-то одной группе. При этом, если фактических данных не хватает, можно использовать коэффициенты приведения, средние для конкретного промышленного типа [6, 7].

Главным видом глубинных поисковых работ на слюду является колонковое бурение. Установлено [5], что 100%-ную вероятность того, что скважина встретит кристалл, нельзя гарантировать даже при очень больших мощностях и содержаниях. Поэтому нередко определение по скважинам мощности ( $M$ ) слюдоносных зон — довольно сложная задача, особенно на тех пегматитовых полях, где  $M$  значительно меньше мощности жил  $M_{ж}$ . По условиям определения мощности слюдоносные зоны (с учетом принадлежности их всех к III группе классификации ГКЗ СССР) рекомендуется разделять на четыре подгруппы (табл. 4). В основу группировки положены четкость границ зоны и вероятность попадания кристаллов мусковита в секционную пробу. При длине секции 2 м вероятность достаточно высока (80%), если содержание  $C_3 \geq 0,5 (M_B C_3) \min$ , где  $(M_B C_3) \min$  — минимальное количество метро-килограммов, при котором есть хотя бы 80% вероятности, что скважина встретит хоть один промышленный кристалл [5].

Методика определения мощности, дифференцированная в соответствии с табл. 5, позволяет существенно повысить достоверность оценки пегматитов по поисковым скважинам.

Типовые схемы развития сети скважин

Стадии	Масштаб работ	Размеры сети для разных типов зон, м			
		Пегматоидные зоны		КМі	ТРІ
		секущие	согласные		
I-4	1 : 25000	480×160	560×160	1120×320	1440×480
II-1	1 : 10000	240×80	280×80	560×160	720×240
II-2	1 : 5000	120×40	140×40	280×80	360×120
II-3	1 : 2000	60×20	70×20	140×40	180×60

Оптимизацию поисковой сети следует вести с учетом морфологических особенностей месторождений. Ячейка сети должна удовлетворять пропорции  $h : l = H : L$ , где  $h$  и  $l$  — параметры ячейки, а  $H$  и  $L$  — средние параметры промышленно слюдоносных зон. На поисково-оценочной стадии (см. табл. 1, II-3) рекомендуется принять  $l = 0,7L$  и  $h = 0,7H$ . Получается ячейка, тождественная прямоугольнику, вписанному в эллипс с осями  $L$  и  $H$ , обеспечивающая 100%-ную вероятность подсечения зон с параметрами  $L$  и  $H$ . Последовательным четырехкратным разрежением сети можно определить параметры ее для предыдущих этапов и стадий и получить схему развития сети. Для главных морфологических типов слюдоносных зон Байкало-Патомской провинции, указанных в работе [6], такие схемы приведены в табл. 5.

Оптимизация параметров заложения (азимута и угла наклона) поисковых скважин должна начинаться со сбора информации о падении слюдоносных зон, с анализа и обработки ее на сферограмме, центр распределения гномопроекции на которой и укажет идеальное направление скважин. Если на сферограмме будет несколько максимумов, идеальное направление скважин следует определить с учетом промышленной ценности зон каждой системы (с этой целью им можно придать вес, пропорциональный запасам условного промысрца). Если заложить скважины идеального направления невозможно, надо подобрать технически осуществимый вариант, минимально отклоняющийся от идеального. Это может дать значительный эффект. Так, на пегматитовых полях с субвертикальным падением слюдоносных зон уменьшение угла наклона скважин с 70 до 60—50° при сохранении параметров поисковой сети (в плоскости падения зон) дает экономию объемов бурения до 30—50% (или при тех же объемах резко повышает вероятность успеха).

### Выводы

1. Глубинному поиску должны предшествовать глубинное картирование (картировочное бурение в комплексе с геохимическими и геофизическими методами) и объемный минерагенический анализ пегматитовых полей с детальным изучением структурно-тектонических и литологических факторов контроля слюдоносности.

2. В дополнение к традиционной методике минерагенического анализа рекомендуется: изучать неоднородность месторождений на более высоких уровнях, включая изучение форм, размеров, ориентировки и внутренней неоднородности промышленно слюдоносных зон (рудных тел); разделять пегматиты на промышленные типы и группы по условиям определения мощности рудных тел; производить подсчет прогнозных запасов не только забойного, но и условного промышленного сырья.

3. Оптимизация поисковой сети и схем ее развития по этапам и оптимизация параметров заложения скважин должны выполняться на базе объемного минерагенического анализа с учетом морфологии и ориентировки рудных тел.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Голод М. И., Гришин А. С., Игнатъева Т. С. Геофизические методы при поисках слюдяных месторождений. — Тр. ин-та геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 17. Л.: Наука, 1973. 111 с.
2. Драгунов В. И. Уровней организации концепция. — В кн.: Геол. словарь, 1973, т. 2, с. 342.
3. Каждан А. Б. Методологические основы разведки полезных ископаемых. М.: Недра, 1974. 272 с.
4. Мецк М. С., Голубь Л. М. Субмикроблочность в природных кристаллах слюды — мусковита. — Изв. АН СССР. Сер. физ., 1977, № 7, с. 1507—1509.
5. Петров М. П. Теоретическое обоснование возможности опробования месторождений слюды по керну. — В кн.: Поисковые критерии и разведка слюдоносных пегматитов. М.: Недра, 1979, с. 10—20.
6. Петров М. П. Совершенствование методики поиска и разведки слюдоносных пегматитов колонковым бурением. Автореф. канд. дис. Свердловск, 1979. 26 с.
7. Петров М. П. О методике поиска и разведки колонковым бурением слюдоносных пегматитов различных промышленных типов. — Изв. ВУЗов. Геол. и разв., 1980, № 4, с. 88—93.
8. Рац М. В. Неоднородность горных пород и их физических свойств. М.: Наука, 1968. 107 с.
9. Родионов Г. Г., Роненсон Б. М. Оценка месторождений при поисках и разведках. М.: Недра, 1972. 216 с.
10. Рыцк Ю. Е., Никаноров А. С., Смирнова В. С. и др. Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов. М.: Недра, 1971. 336 с.
11. Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л.: Наука, 190 с.
12. Шмакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов. М.: Наука, 280 с.

*Унипромедь*

**В. Н. Мораховский**

### **ЛАТЕНТНЫЕ СТРУКТУРЫ ЧУЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ВОЗМОЖНОСТЬ УЛУЧШЕНИЯ МЕТОДИКИ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА МУСКОВИТ**

При крупномасштабном картировании в северной части Чуйского месторождения на площади гольцов Проспекторских, Дедовском, Резервном, Субботнем, Веселом, Довгакитском, Решающем, Дальнем нами было выделено девять слюдоносных структур, имеющих в плане характер полос, косо пересекающих по простиранию толщу метаморфических пород вместе с заключенными в них телами пегматитов (см. рисунок). Эти структуры имеют замкнутую, приближенно брусковидную форму с примерным соотношением параметров  $(15-5) : 2 : 1$  и уплощением, параллельным горизонтальной плоскости. Основными критериями для их выделения являются резкое усиление мусковитизации пегматитовых тел и увеличение распространения некоторых разновидностей метаморфических пород.

Исходя из концепции метасоматического происхождения мусковита, можно считать, что структуры фиксируют зоны повышенной пористости и трещиноватости рудного периода, при этом трещиноватость наиболее интенсивно проявилась в относительно хрупких пегматитовых телах, где в благоприятной физико-химической среде сформировались жилы крупнокристаллического мусковита. Не имея характерного выражения, наблюдаемого у структур рудных тел, связанных с разрывными или складчатыми деформациями, выделяемые формы фиксируют залеченную, несуществующую ныне трещиноватость развитием кристаллов-метасом мусковита, поэтому структуры названы скрытыми — латентными [2]. Одна из характерных особенностей этих форм, по нашим данным, — отсутствие

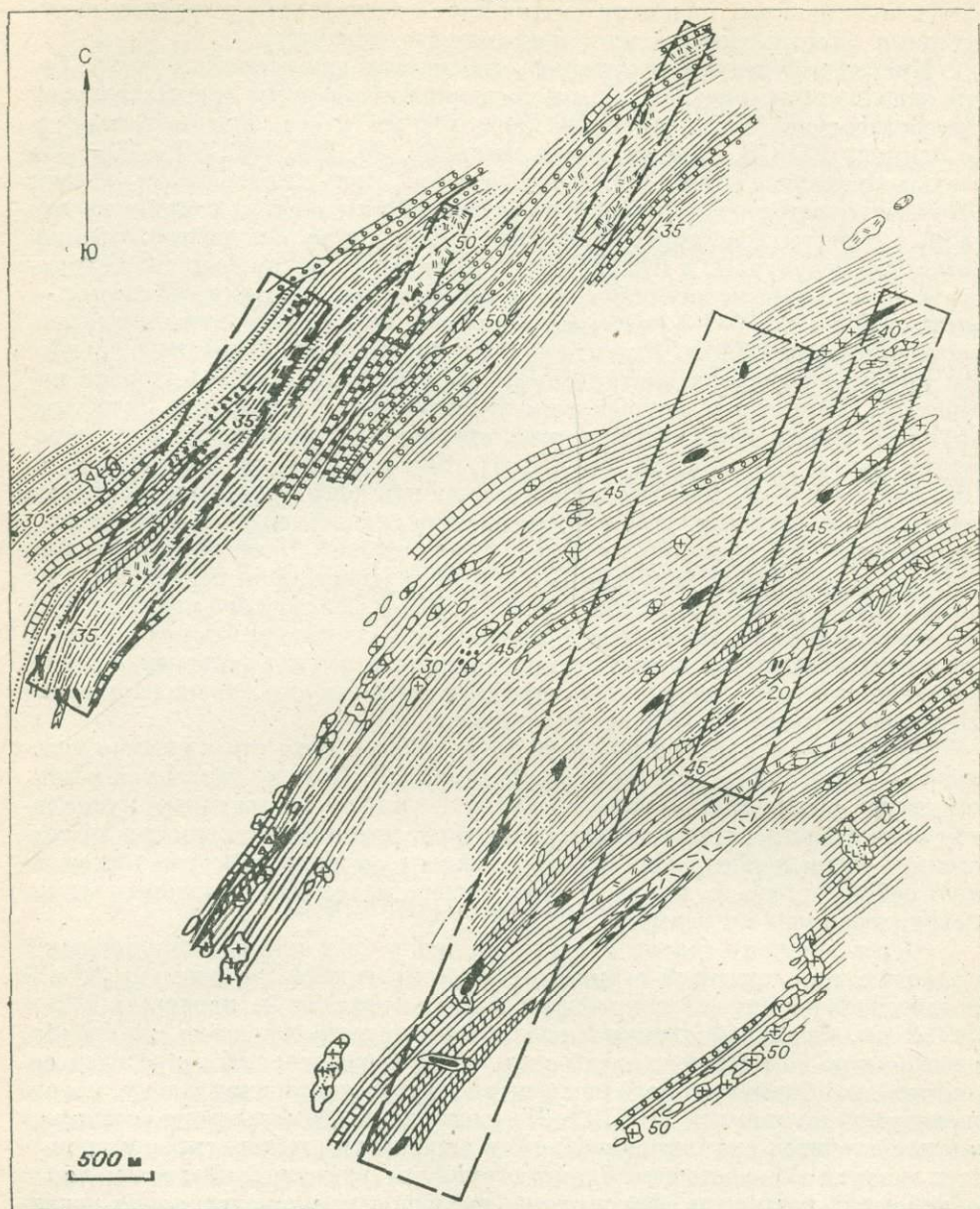
каких-либо каналов, связывающих их друг с другом либо с другими нарушениями дизъюнктивного или пликативного характера.

Кратко рассмотрим некоторые особенности латентных структур. Самая западная (см. рисунок, а), приуроченная к северным отрогам гольцов Проспекторских, имеет площадь  $2,5 \times 0,4$  км и ось, ориентированную по азимуту  $25^\circ$  СВ. Она включает жилы 60, 73, 285, 289, 303—305, 331 и слюдопроявления 301, 302, 304, 305 и др., приуроченные в основном к фрагментам сетчатых залежей пегматитов. Жилы обычно состоят из линейно вытянутых зон, ориентированных в целом параллельно простиранию латентной структуры, и приурочены к пегматитам крупноблоковой структуры. Расстояния между наиболее крупными слюдоносными объектами — жилами 303—305, 331 — составляют в проекции на горизонтальную плоскость примерно 1100 м. Латентная структура гольца Дековского, наиболее крупная из всех закартированных, —  $5,85 \times 0,65$  км — отделена интервалом 250 м от предыдущей и имеет идентичное простирание. Наиболее крупные слюдоносные объекты этой структуры с юго-запада на северо-восток: жилы 134, 139, 62, 33—34, 67, 160; слюдопроявления 306, 1, 6, 153, 152, 155, 5—3, 168, 158. «Шаг» между наиболее крупными объектами равен 550 м (жилами 134; 139; слюдопроявлением высоты 819; слюдопроявлением 306; жилой 67; заявкой 3; жилой 160). Частные отступления от отмеченной закономерности — результат «сдвигания» некоторых жил на величину, равную половине «шага», — 225 м. Насыщение пегматитовым материалом здесь слабее, чем в предыдущей структуре. Заметим, что в этих двух структурах сконцентрированы почти все слюдоносные объекты участка; слюдопроявления вне структур миниатюрны, слюдонасыщение в них значительно слабее, слюда мельче.

Латентная структура жилы 66 гольца Резервного относительно невелика —  $1,5 \times 0,2$  км, при ориентировке  $30^\circ$  СВ. Помимо названной жилы, структура объединяет множество мелких, сильно насыщенных мусковитом линз с центрами их максимальных концентраций, удаленными на расстояние 450 м к северо-востоку и юго-западу от жилы, которая представляет собой серию зон, приуроченных к субсогласным пегматитовым телам, погружающимся по азимуту  $210^\circ$  ЮЗ.

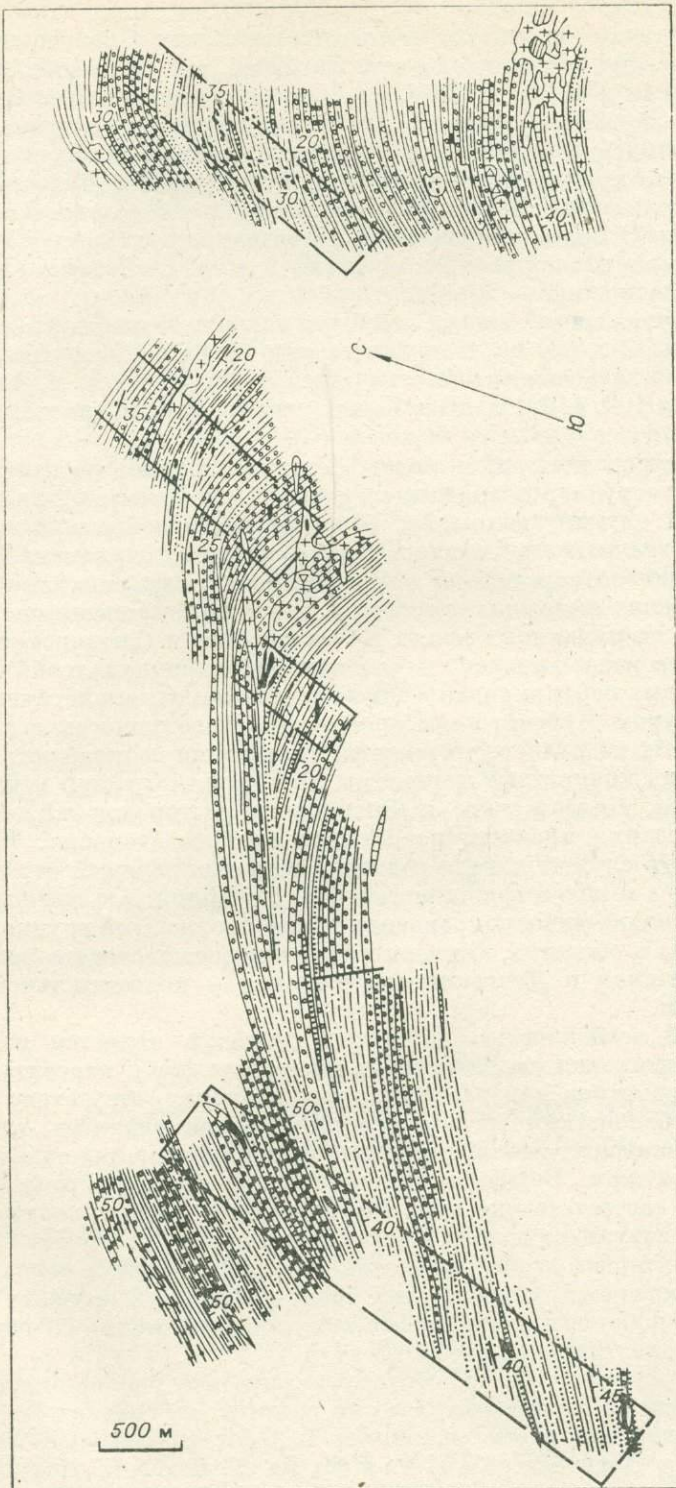
Через вершину гольца Резервного, жилу 1а и ряд слюдопроявлений проходит ось следующей структуры, простирающейся по азимуту  $30^\circ$  СВ и имеющей параметры в проекции на горизонтальную плоскость  $1,2 \times 0,2$  км. Основной слюдоносный объект представлен здесь жилой 1а, по строению во многом сходной с жилой 66 и содержащей в пределах основного, наиболее крупного пегматитового тела лентовидную зону, погружающуюся по азимуту  $210^\circ$  ЮЗ. На расстоянии 450 м к северо-востоку от жилы находится слюдопроявление 8 в виде серии слюдонасыщенных мелких линз; на юго-восточном фланге структуры, срезаемой пластом мощных однородных кварцитов, фиксируется интенсивная мусковитизация развитых здесь мелких кварц-полевошпатовых линз.

Пятая латентная структура установлена на гольце Веселом. Имея размеры  $2,2 \times 0,4$  км и ориентировку  $30^\circ$  СВ, она объединяет все слюдопроявления этого участка и слабовскрытые жилы 97 и 127. Очевидно, что все слюдоносные объекты здесь находятся ниже подошвы мощного дистенсодержащего пласта, который бронирует юго-восточный склон гольца. Шестая латентная структура приурочена к гольцу Довгакитскому (рисунок, б), имеет размеры  $1,3 \times 0,3$  км при простирании  $20^\circ$  СВ и включает жилы 4, 5, 5а, 11, 12, 26, 27, 178, 185, 670 и слюдопроявления 1, 10. Позиция северного фланга структуры точно не установлена, и возможно ее продолжение на северо-востоке в долину р. Чуя. На этом участке закартирована флексура, которая не влияет ни на форму, ни на ориентировку структуры. Детальный анализ распределения слюдоносных жил внутри структуры показывает, что они группируются в две полосы, ориен-



Позиция латентных структур на площади гольцов Проспекторских, Дедовского, Субботного, Резервного, Веселого (а); Довгакитского, Решающего, Дальнего (б). Составлено В. Н. Мораховским.

1 — кварциты и кварц-полевошпатовые интенсивно мусковитизированные породы; 2 — кварц-биотитовые гнейсы и сланцы; 3 — биотитовые гнейсы и сланцы; 4 — гранат-биотитовые гнейсы и сланцы; 5 — двуслюдяные гнейсы и сланцы; 6 — гранат-двуслюдяные гнейсы и сланцы; 7 — дистен-гранат-двуслюдяные гнейсы и сланцы; 8 — дистен-гранат-биотитовые гнейсы и сланцы; 9 — гранат-кварц-биотитовые гнейсы и сланцы; 10 — графитосодержащие породы; 11 — амфиболиты и амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы; 12 — кристаллические известняки; 13 — гнейсо-граниты; 14 — аплитовидные породы; 15 — пегматитовые тела; 16 — слюдоносные жилы и слюдопроявления; 17 — гранит-пегматит; 18 — пегматит неяснографической структуры: а) Мi-состава; б) P1-состава; 19 — пегматит графической структуры: а) Мi-состава, б) P1-состава; 20 — пегматит апографической структуры: а) Мi-состава, б) P1-состава; 21 — участки с повышенной мусковитизацией; 22 — контуры латентных структур; 23 — тектонические нарушения; 24 — элементы залегания метаморфических пород.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24

тированные по азимуту  $350^\circ$ ; к восточной полосе приурочены жилы 11, 12, 26, 27, 178, 185, к западной — 3, 5, 5а, 670.

Седьмая латентная структура находится на гольце Решающем, в западной его части. Она объединяет жилы 68, 68бис, 168, 186, 188, 189, 190 и слюдопроявления 24-Г, 27-Г, 28-Г, 32-Д, имеет размеры  $1,5 \times 0,15$  км, ориентировка —  $20^\circ$  СВ. Северный фланг структуры недоизучен из-за плохой экспозиции, возможно, что структура продолжается в долину р. Чуя. Структура приурочена к восточному флангу развитой здесь флексуры и, как и на гольце Довгакитском, не имеет определенной зависимости от последней. Восточная, восьмая латентная структура объединяет помимо нескольких слюдопроявлений жилы 2 и 674. Размер ее  $0,8 \times 0,25$  км, ориентировка —  $20^\circ$  СВ.

Самая восточная из изученных структур гольцов Решающего и Дальнего имеет размер  $3 \times 0,5$  км, и ориентировку  $17^\circ$  ССВ. Ей принадлежат практически все слюдоносные объекты этого участка: жилы 1, 1а, 677, слюдопроявления 102, 112, 260/76 и большое количество мелких безымянных объектов.

Теперь можно сделать ряд выводов. Северная граница распространения выделенных структур совпадает с границей распространения пегматитов, восточной служит долина р. Мочикит, на левобережье которой развиты гнейсо-граниты, срезающие контур пегматитоносности. Западная граница точно не определена; на территории соседнего Согдиондонского месторождения выделены структуры, похожие на описанные [1, 3]. Далее к западу, на рудничных полях Кочектинского и Слюдянского месторождений, нами ранее выделено пять полос близмеридианальной ориентировки, в которых сгруппированы слюдоносные жилы, аналогичные латентным структурам Чуйского месторождения. Совокупность всех геологических данных позволяет утверждать, что имеется возможность выделить и установить конкретные параметры латентных структур и на площади Луговского, Колотовского и Витимского месторождений, однако для этого необходимо провести дополнительные исследования. Южной границей структур служит начало развития сетчатых залежей пегматита, гигантомигматитов и полей гранит-пегматита. Предпринятые нами попытки обнаружить какие-либо направления преимущественной группировки слюдоносных жил в областях обильного развития пегматитового материала — на Мочикитском и Довгакитском участках — положительного результата не дали.

Характерной особенностью латентных структур является наличие постоянной ориентировки выделенных структурных форм, относительная стабильность параметров при разнообразных размерах, отсутствие видимой связи с особенностями геологического строения участков, где они развиты, существование принципа эквидистанции в распределении основных слюдоносных жил. Возможно возникновение структур второго порядка, имеющих соответственно меньшие размеры и иную ориентировку, как в латентной структуре гольца Довгакитского.

Другая характерная особенность этих структур состоит в совпадении направлений простирания слюдоносных жил, развитых в крупных залежах пегматита, склонения слюдоносных зон или погружения слюдоносных линз с ориентировкой осей структур.

Кроме того, установлено, что структуры занимают вполне определенную часть площади на территории, где они развиты: на гольцах Проспекторских, Дедовском эта часть составляет  $1 : 3,61$ ; на Веселом, Резервном —  $1 : 4,29$ ; на Довгакитском —  $1 : 4,84$ ; на Решающем, Дальнем —  $3,87$ . В среднем это отношение составляет  $1 : 4,15$ . Следует заметить, что значительное отклонение для гольца Довгакитского связано с тем, что здесь в расчет попала площадь развития сетчатых залежей, преимущественно лишенная латентных структур.

Все приведенные данные могут быть использованы для существенно-го улучшения методики поисковых работ на изученных площадях Мамско-Чуйского мусковитоносного региона. В связи с тем, что традиционным способом ведения поисковых работ в настоящее время является площадное разбуривание по определенной сетке, учитывающей лишь прости-рание метаморфической толщи, представляется очевидным, что эффектив-ность бурения намного повысится, если будет учтено существование выде-ленных структур. При соответствующей переориентировке поисковой се-ти на участках развития структур и без разбуривания относительно бес-случайных интервалов можно было бы для достижения тех же результатов в 4 раза сократить число скважин; с другой стороны, высокий эффект поискового бурения мог быть получен при концентрации всех объемов скважин на площади структур. При бурении следует учитывать форму слюдоносных жил, ритмичность в распределении их по площади, наличие склонения и другие геологические аспекты. Следует отметить, что перспек-тивы на обнаружение слепых слюдоносных жил на площади гольцов Довгакитского, Решающего и в меньшей степени Резервного (структура жилы 1а) на глубину 300 м практически исчерпаны. Бурение может быть эффективно только на северных флангах структур.

Из дополнительных поисковых работ, связанных с оконтуриванием латентных структур и изучением особенностей состава находящихся внут-ри них пород, большой эффект могли бы дать геофизические и особенно геохимические исследования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дорохин В. К. Зоны тектонических нарушений глубокого заложения.— В кн.: Новые исследования в геологии. Л.: Наука, 1969, с. 105—123.
2. Мораховский В. Н. Латентные структуры и их роль в размещении мусковитонос-ных жил.— В кн.: Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых, вып. 5. Л.: изд. ЛГИ, 1980, с. 16—28.
3. Тарасов Е. В., Галкин Г. А., Дорохин В. К. Закономерности размещения пегматит-ов в Северо-Байкальской мусковитовой провинции.— В кн.: Мусковитовые пег-матиты СССР. Л.: Наука, 1975, с. 191—196.

*Ленинградский горный институт*

**Н. А. Солодов**

#### **К МЕТОДОЛОГИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ**

Геохимические поиски месторождений редкометалльных пегматитов на научной основе в нашей стране ведутся с 50-х гг. Первые серьезные опытные работы в этом направлении были предприняты ленинградской группой геохимиков под руководством М. М. Ермолаева в 1955—1960 гг. [7, 20] на пегматитах Кольского полуострова, затем продолжены на пег-матитах Калбы. В конце 60-х гг. к изучению геохимических ореолов ред-кометалльных пегматитов приступила ведущая в стране московская группа прикладной геохимии во главе с С. В. Григоряном [1, 2, 6, 11—13]. При-мерно в это же время начала свои исследования группа сибирских геохи-миков под руководством Л. В. Таусона и Б. М. Шмакина [4, 5, 8—10, 14, 15, 17, 22]. Если первые два научных коллектива имели целью разра-ботать методику геохимических поисков редкометалльных пегматитов, то третий коллектив проводил свои исследования в несколько ином, теоре-

тическом, аспекте с основной задачей изучить геохимию и минералогию экзоконтактных изменений.

За четверть века геохимических поисков редкометалльных пегматитов не удалось достичь положительного эффекта. С их помощью не было выявлено не только ни одного пегматитового месторождения в стране, но даже ни одной промышленно ценной пегматитовой жилы. Это полное фиаско особенно поразительно на фоне впечатляющих успехов советской школы прикладной геохимии за последние два десятилетия при геохимических поисках гидротермальных месторождений цветных металлов.

Имея тридцатилетний опыт изучения геохимии, внутреннего строения и перспективной оценки пегматитов [18, 19], мы хотели бы поделиться своими соображениями о причине столь низкой эффективности геохимических методов поисков при их применении к пегматитовым месторождениям.

Главная причина здесь совершенно очевидна. Геохимическими поисками занимались отличные специалисты-методисты, мало знающие, однако, особенности строения, состава и генезиса пегматитов. Но нельзя начинать поиски, зная лишь как искать, но не представляя, что искать.

Наиболее подробно и всесторонне геохимические ореолы редкометалльных пегматитов описаны в методических рекомендациях [13].

Исследования геохимических ореолов редкометалльных гранитных пегматитов проводились с применением всего того арсенала методических приемов, которые были разработаны С. В. Григорьевым и его сотрудниками при поисках месторождений цветных и малых металлов, где данная методология блестяще себя зарекомендовала. Однако перенос этой методологии, притом без каких-либо существенных корректив, на изучение ореолов редкометалльных гранитных пегматитов без учета особенностей их генезиса и состава мог привести лишь к досадным ошибкам и даже к незаслуженной дискредитации этого важного направления поисков.

Мы, разумеется, далеки от мысли дать исчерпывающие рецепты по геохимическим методам поисков редкометалльных пегматитов и можем лишь высказать некоторые суждения по отдельным вопросам, исходя из существующих представлений о генезисе пегматитовых тел и вероятной причине формирования вокруг них ореолов.

**Генезис ореолов.** В гидротермальных месторождениях цветных и малых металлов как рудное тело, так и ореол — результаты единого процесса. Даже граница между ними зачастую проводится условно, на основании рудных кондиций (минимально-среднее промышленное и бортовое содержание полезных компонентов). Редкометалльные гранитные пегматиты образуются в результате внедрения пегматитового расплава-раствора и его консолидации в полостях, а связанные с ними ореолы возникают в основном за счет выноса (и частичного обмена) различных компонентов из расплава-раствора во вмещающие породы. В результате пегматитовые тела всегда отделены от сопровождающих их ореолов геологическими границами.

Вообще говоря, механизм формирования геохимических ореолов вокруг пегматитовых тел не имеет единой трактовки, да, видимо, он и действительно определяется различными процессами. Некоторые исследователи, пересчитав количество редких металлов в геохимических ореолах на объем пегматитовых тел, пришли к выводу, что такие огромные массы находящихся в ореоле элементов в форме соответствующих редкометалльных минералов не могли вместиться в пегматитах, и значит, элементы не могли выноситься из пегматитового расплава-раствора, а поступали, по крайней мере в большей своей части, непосредственно из магматического очага. Хотя нельзя полностью исключить возможность поступления какой-то части редких элементов с ранними, более подвижными, отщеплениями пегматитогенерирующих очагов в район будущего вмещателя

пегматитовых тел, нет никаких доказательств широкого развития этого явления.

Даже в самом богатом из всех детально изученных геохимическом ореоле одного из пегматитовых проявлений содержание  $\text{Li}_2\text{O}$  составляет примерно половину ее содержания в пегматитах. При равенстве объемов пегматитов и вмещающих пород (а в данном случае имеет место именно такое положение) это дает всего 1,2%  $\text{Li}_2\text{O}$  в качестве исходного содержания в пегматитовом расплаве-растворе. Аналогично содержание  $\text{Rb}_2\text{O}$  в ореолах и пегматитах соответственно равно 0,13 и 0,15%, что в сумме дает 0,28%. Для  $\text{Cs}_2\text{O}$  эти цифры 0,1 и 0,3, а в сумме 0,4%. По всем трем металлам исходное содержание в расплаве-растворе оказывается в данном случае даже ниже концентраций, наблюдаемых в промышленных пегматитах.

Для понимания генезиса геохимических ореолов чрезвычайно важны два открытия последних лет, сделанные С. В. Григоряном, Н. А. Виноградовой, А. П. Егоровым, М. А. Зубовым и др. [1, 2, 6, 11—13].

Во-первых, установлено, что вблизи пегматитовых тел наряду с положительными ореолами Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb, Sn, B, P, W, As, Sb, содержание которых в общем случае уменьшается с удалением от зальбандов пегматита, обнаружены отрицательные ореолы Ca, Co, Sc, V, Ti, Cr, Ni, Ba, Sr, Zr. В отрицательных ореолах содержание элементов вблизи зальбанда ниже фона и лишь с удалением от пегматитовых тел приобретает повышенные значения.

Во-вторых, в геохимических ореолах по падению пегматитовых тел установлена зональность (мы будем для краткости называть ее вертикальной), которая в целом идентична вертикальной зональности ореолов гидротермальных месторождений. От апикальных к корневым частям пегматитовых тел элементы в геохимических ореолах образуют следующий ряд: Ba, Sb, As, Hg, Li, Cd, Ag, Pb, Zn, Au, Cs, Ta, Cu, Bi, Mo, U, Rb, Sn, Be, W.

Эти два важных вывода позволяют предложить следующую гипотетическую схему формирования геохимических ореолов вблизи пегматитов. В результате внедрения пегматитового расплава-раствора в полости в их экзоконтактной сфере вмещающие породы претерпевают некоторое разогревание. Их начальная температура уже была 150—200°C, так как редкометалльные пегматиты образуются на глубинах 4—6 км. Разогрев происходит как за счет тепла, приносимого самим пегматитовым расплавом-раствором, начальная температура которого составляет 500—700°C, так и в результате предварительной пропарки отщепляемыми из магматического очага погонями, но самое главное, за счет экзотермического эффекта кристаллизации пегматитовых минералов. В результате вокруг пегматитового тела во вмещающих породах температура возрастает, по крайней мере, до 250—400°C. Одновременно трещины и поры вмещающих пород заполняются жидкими отщеплениями пегматитового расплава-раствора и вокруг пегматитов создается обстановка, сходная с грейзеново-гидротермальным процессом. Причем поскольку процесс кристаллизации пегматитов длится миллионы и даже десятки миллионов лет, то и грейзеново-гидротермальная обстановка в их экзоконтактной сфере также сохраняется весьма длительный срок.

Возможны по меньшей мере три источника элементов в геохимических ореолах: пегматитовый расплав-раствор; вмещающие породы; пегматитогенерирующий гранитный расплав, из которого еще до (а в какой-то части и после) внедрения пегматитовых расплавов-растворов могли уходить наиболее подвижные, газовые, составляющие, пропаривающие участок будущего пегматитового поля (пучка), а с ними, естественно, могли приноситься и легколетучие (легкоподвижные) соединения различных элементов.

Никакого непрерывного сквозьпроходящего потока гидротерм быть не могло, так как в этом случае ореолы имели бы форму не сфер, а струй, которые никак не должны были бы увязываться с пегматитовыми телами — ни пространственно, ни по вещественному составу. Не наблюдалось бы и никакой поперечной зональности в строении и составе ореолов по мере удаления от пегматитового тела. И уж тем более гидротермальная система не предполагает обязательного расположения отрицательных ореолов на контакте с пегматитовыми телами. Система должна быть относительно замкнутой или по крайней мере ограниченно открытой. Обмен элементами происходит в основном между пегматитовым расплавом-раствором и ореольным пространством, равно как и между различными частями самого ореола (внешними и внутренними, нижними и верхними и т. д.). Дополнительное поступление элементов в эту систему возможно за счет новых пульсаций, точно так же, как и нельзя исключить их вынос за пределы ореольной сферы, но все это, скорее всего, не существенно.

Элементы, оказавшиеся в ореольной сфере, распределяются в ней по определенным уровням в соответствии с вертикальной зональностью, характерной для гидротермальных месторождений, причины которой пока достоверно не известны. Понятно, что это распределение носит не абсолютный, а лишь относительный характер, так как в каждой точке ореола всегда содержатся все элементы таблицы Менделеева, но для каждого уровня характерно относительное накопление своего элемента.

В основном вертикальная зональность соответствует последовательности выпадения элементов из гидротермального раствора, т. е. это зональность отложения, но не из потока растворов, а благодаря диффузии элементов в практически застойном растворе, проникающих из высокотемпературных зон в более низкотемпературные. При таком понимании механизма сравнительно легко можно объяснить образование как отрицательных ореолов, так и вертикальной зональности.

Поскольку в непосредственной близости от пегматитовмещающей полости, в которой происходит кристаллизация расплава-раствора, температура достаточно высокая, то здесь из окружающих пород происходят выщелачивание практически всех элементов и их диффузия в более отдаленные от пегматита сферы, где температура ниже, в результате чего они здесь и осаждаются. Благодаря этому процессу образуются околопегматитовые отрицательные ореолы. Если бы система была полностью открыта, как это представляют некоторые исследователи, то с потоком гидротерм, обтекающих пегматит, все выщелоченные (равно как и вынесенные из расплава-раствора) элементы мигрировали бы вверх, далеко за пределы ореольной сферы. И никаких геохимических ореолов вокруг пегматитов могло и не быть.

Какая-то часть элементов отрицательных ореолов оказывается в надпегматитовой области, так как наряду с диффузией в стороны, без сомнения, имеет место, хотя и очень медленное, инфильтрационное перемещение растворов вокруг пегматита типа конвекционного потока, которым вещество может быть вынесено в апикальную сферу.

Осаждение элементов в зоне пониженных температур происходит не только путем образования их собственных минералов, хотя для многих из них таковые вполне возможны, особенно в виде микроминералов [3]. Скорее всего, большая часть таких элементов, как Sc, Sr, Co, Ni, входит изоморфно в порообразующие минералы (полевые шпаты, амфиболы, слюды и др.).

На место выщелоченных и переотложенных элементов из пегматитового расплава-раствора по мере его консолидации поступают новые элементы, характерные для пегматитов, в результате чего и образуются положительные ореолы. При этом такие высокоподвижные элементы, как Li, Rb, Cs, В, уходят сравнительно далеко от пегматитовых тел, где и от-

лагаются в новообразованных минералах — биотите, холмквистите, турмалине и других, которые могут пересекать те же минералы, образованные в этап перетложения элементов при формировании отрицательных ореолов. Эти явления некоторые исследователи истолковывают как формирование допегматитовых ореолов в результате привноса растворов из магматического очага перед внедрением пегматитов [16], что, как уже говорилось выше, не исключено, хотя и не обязательно.

Исследователи пегматитов сейчас уже почти единодушны в том, что консолидация пегматитового расплава-раствора происходит от стенок камеры внутрь, с некоторым запаздыванием у всячего бока, и от корневых частей тела к апикальным, так как накопление всевозможных минерализаторов в верхних частях жил понижает температуру кристаллизации и тем самым замедляет ее процесс.

Коль скоро корневые части пегматитовой жилы кристаллизуются раньше и при более высокой температуре, то и формирование ореолов вблизи них должно идти в более высокотемпературных условиях. Следовательно, здесь будут осаждаться более ранние ассоциации элементов, которые путем диффузии и инфильтрационной конвекции будут как бы отсасываться из апикальной сферы ореола. Наоборот, поздние ассоциации элементов будут перегоняться вверх, где при подходящих условиях станут осаждаться.

При такой трактовке формирования вертикальной зональности геохимических ореолов следовало бы ожидать появления поздних ассоциаций элементов и на удалении от пегматитового тела перпендикулярно ему, где температура вообще не достигает больших значений. Действительно, группа элементов отрицательных ореолов — это в основном низкотемпературная ассоциация: Sr, Ni (не в виде пиротина, пентландита; а в форме хлоангита), Co (арсениды и др.), V (ванадаты), Ti (лейкоксен и др.), Si (халькозин, карбонаты или сульфаты), Zn (виллемит, смитсонит), Pb (галенит, церуссит), Ca (кальцит). Однако при этом непонятно наличие в отрицательных ореолах, с одной стороны, Zr — элемента, характерного для высокотемпературного парагенезиса, а с другой — отсутствие здесь Hg и Sb.

Особенности генезиса и состава геохимических ореолов редкометалльных пегматитов не позволяют использовать целый ряд методических приемов, успешно применяемых при поисках гидротермальных месторождений.

**Вещественный состав ореолов.** Вещественный состав гидротермальных месторождений цветных металлов и связанных с ними ореолов в основном идентичен по набору как элементов, так и минералов. Редкометалльные же пегматиты и их ореолы существенно разнятся геохимически. Как показали исследования С. В. Григоряна, Н. А. Виноградовой, М. А. Зубова, в пегматитовых ореолах наряду с элементами, присущими самим пегматитам (Li, Rb, Cs, Be, B, K, Sn, Ta, Nb, P и др.), появляются и притом играют большую роль элементы, мало характерные для пегматитового процесса или даже чуждые ему: Hg, As, Sb, Bi, W, Mo, La, Yb, Y и др.

Минералогически эти различия еще более разительны. Вместо таких литиевых минералов пегматитов, как сподумен, амблигонит, петалит, в ореолах образуется холмквистит, вместо поллуцита появляется цезиевый биотит, несущий Cs, Rb, Li [17], вместо микроклина — биотит; появляется хлорит, которого нет в пегматитах. В ореолах пегматитов иногда обильно образуются сульфиды цветных и малых металлов, мало характерные для редкометалльных пегматитовых жил.

Если в ореолах гидротермальных месторождений привнесенные элементы представлены главным образом собственными минералами (сульфидами), причем большей частью теми же самыми, что и в рудных телах, то в ореолах пегматитов основная масса вынесенных из них элементов ли-

бо входит изоморфно в минералы вмещающих пород, либо дает минеральные новообразования, такие как холмквистит, цезиевый биотит, турмалин и др. Поэтому для пегматитовых ореолов состав вмещающих пород приобретает исключительно важное значение. Самыми благоприятными породами для широкого проявления ореолов являются амфиболиты, так как по ним легче всего развиваются биотит и холмквистит, затем всевозможные слюдосодержащие сланцы, гнейсы и граниты, поскольку слюды, особенно биотит, обладают большой изоморфной емкостью к значительному числу элементов. На последнем месте стоят кварциты, известняки и мраморы, которые, пропуская через себя растворы, почти ничего из них не извлекают.

**Вертикальная зональность.** Изучение вертикальной зональности геохимических ореолов и определение с ее помощью уровня эрозионного среза искомым пегматитовых тел, столь важное для их перспективной оценки, обычно предлагается проводить по отношениям содержаний редких щелочных металлов:  $Li/Rb$ ,  $Li/Cs$ ,  $Li^2/Rb \cdot Cs$  или  $Li (Rb, Cs)$  к сумме редких щелочных металлов [13]. Однако при этом не учитывается далеко не однозначный характер вертикальной зональности  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Cs$  в самих пегматитовых телах, изменение содержания которых по падению жил, естественно, должно в какой-то степени сказываться и на их поведении с глубиной в геохимических ореолах.

Как было показано ранее [18, 19], в продуктивной части пегматитовых тел всех парагенетических типов (т. е. примерно наполовину или на две трети их длины от апикальной части) содержание  $Li$  возрастает как при вертикальной зональности первого рода (когда парагенетический тип остается с глубиной неизменным), так и при зональности второго рода (когда по падению тела микроклиновый тип пегматита последовательно сменяется микроклин-альбитовым, сподумен-микроклин-альбитовым, альбитовым и альбит-сподуменовым). В непродуктивной, корневой части жил, которая может быть весьма протяженной (сотни метров), содержание  $Li$ , естественно, с глубиной будет уменьшаться.

Содержание  $Rb$  и  $Cs$  с глубиной при вертикальной зональности первого рода в любом типе пегматитов уменьшается от апикальной части тел до их выклинивания, а при зональности второго рода сначала (с переходом от микроклинового типа к микроклин-альбитовому и сподумен-микроклин-альбитовому) возрастает, а затем уменьшается (при переходе к альбитовому и альбит-сподуменовому). Причем у  $Cs$  все эти изменения с глубиной очень резки, а у  $Rb$ , наоборот, весьма незначительны.

Таким образом, если содержание  $Li$  в пегматитовых телах по падению сначала увеличивается, а затем падает, то содержание  $Rb$  и  $Cs$  в одних случаях уменьшается, в других — сначала возрастает, а затем падает. Поэтому изменение отношений редких щелочных металлов как в самих пегматитовых телах по их падению, так и в связанных с ними геохимических ореолах не может иметь единой направленности, что, в частности, подтверждается наблюдениями некоторых исследователей, изучавших сибирские месторождения (В. Е. Загорский и др.).

Если же учесть, что каждому парагенетическому типу пегматитов свойственны свои отношения между редкими щелочными металлами [19], то тем более должно быть понятно, насколько несостоятельны попытки выявить закономерное изменение этих отношений в геохимических ореолах. И не удивительно, что такие попытки [13] не увенчались успехом. Однако несмотря на это авторы [13] в той же работе продолжают упорно рекомендовать к практическому использованию для выявления вертикальной зональности отношения каждого из редких щелочных металлов к их сумме. Но закономерное изменение этих отношений в геохимических ореолах с глубиной может наблюдаться лишь по какой-либо конкретной жиле.

Вертикальная зональность геохимических ореолов и определение по ней уровня эрозионного среза (или уровня пересечения скважиной, раз-

ведочной выработкой) должны осуществляться по отношению содержания нескольких элементов из «головой» ряда вертикальной зональности к элементам его «хвоста».

**Информативные элементы ореолов.** Если в гидротермальных месторождениях руда и геохимический ореол в вещественном отношении идентичны (естественно, с учетом различий за счет вертикальной зональности рудных тел и их ореолов), и поэтому при поисках, например, медных месторождений прежде всего выявляется ореол меди в комплексе с сопутствующими элементами, то при поисках редкометалльных пегматитов нельзя ориентироваться на те элементы, которые составляют их промышленную ценность.

Ta, Nb и Be дают слишком слабые и узкие ореолы. Кроме того, первые два плохо определяются спектрально, и их приходится анализировать дорогостоящими прецезионными методами.

Казалось бы, наиболее информативными при выявлении пегматитовых ореолов должны были быть Li, Rb, Cs, поскольку они дают отчетливые и мощные ореолы. К тому же, как показала мировая практика разведки и разработки пегматитов, наиболее крупные пегматитовые месторождения Ta и Be также связаны с их литиеносными и особенно литиево-цезиевоносными типами, т. е. альбит-сподуменовым и сподумен-микроклин-альбитовым типами. Последний тип пегматитов характеризуется высокими содержаниями всех трех редких щелочных металлов. Поэтому не случайно Li, Rb и Cs ставили в основу своих методических разработок все исследователи, занимавшиеся геохимическими поисками редкометалльных пегматитов. При этом их не смущала необходимость использовать прецезионные определения этих элементов высокочувствительным и точным методом фотометрии пламени.

Однако одно лишь использование редких щелочных металлов не только мало эффективно, но даже может привести к ошибкам при геохимических поисках. Эти металлы настолько «охотно» изоморфно поглощаются минералами вмещающих пород — биотитом, мусковитом, амфиболитом, кианитом, ставролитом и др., что на месте амфиболсодержащих и слюдо-содержащих петрографических разностей будут появляться псевдоаномалии данных элементов гораздо более высокого порядка, нежели истинные аномалии вблизи пегматитов, залегающих среди пород, бедных вышеперечисленными минералами. При этом учет фона не меняет положения, поскольку фоновые содержания Li и Cs в различных породах разнятся между собой всего в несколько раз [21], тогда как их ореольные содержания в амфиболитах, гнейсах, сланцах и гранитах могут отличаться в 100—1000 раз.

Резко неодинаковая изоморфная емкость разных минералов вмещающих пород еще более осложняется многообразной картиной вертикальной зональности Li, Rb и Cs как в самих пегматитовых телах, так и в геохимических ореолах, о чем мы уже говорили выше.

Таким образом, малоэффективно искать пегматиты по тем редким металлам, на которые они представляют практическую ценность. Поскольку при образовании пегматитов в их экзоконтактной сфере возбуждается обстановка грейзеново-гидротермального процесса, то в связанных с ними ореолах должны иметь широкое распространение элементы грейзенов и гидротерм, которые имеют гораздо большую подвижность и дают более мощные ореолы. К числу таких элементов относятся Ba, Sb, As, Hg, Ag, Pb, Sn, W и др. По ним-то и следует искать пегматиты.

Собственно говоря, к тому же выводу пришли С. В. Григорян, Н. А. Виноградова, А. П. Егоров, Г. В. Ротанкова, когда после синтеза большого объема аналитических и методических исследований они вынуждены были констатировать: «Создается впечатление, что редкие щелочи являются индикаторами, специфичными для каждого конкретного мес-

торождения, особенности их распределения наряду с другими факторами контролируются составом вмещающих пород и другими особенностями процесса пегматитообразования» [13, с. 41]. Это, однако, не помешало им везде дальше в той же работе снова рекомендовать редкие щелочные металлы как наиболее эффективные для использования при поисках редкометалльных пегматитов по их геохимическим ореолам.

Заметим, между прочим, что слюдоносные пегматиты можно искать по ореолам Li, Rb и Cs, так как эти элементы не дают собственных минеральных форм в таких пегматитовых жилах (они здесь неустойчивы) и, уходя из пегматитового расплава, образуют отчетливые ореолы, как это было показано исследованиями Б. М. Шмакина, В. А. Макрыгиной и др.

**Математическая обработка геохимических данных.** В методических разработках по геохимическим поискам редкометалльных пегматитов встречаются приемы такой математической обработки данных, которые не только не способствуют вскрытию закономерности, а, наоборот, затушевывают ее.

Предлагается, например, в качестве показателей вертикальной зональности использовать отношения  $Li/(Li + Rb + Cs)$ ,  $Rb/(Li + Rb + Cs)$ ,  $Cs/(Cs + Li + Rb)$ . Однако такие отношения всегда меньше единицы и мало контрастны, а следовательно, и закономерность по ним выявлять труднее. Гораздо контрастнее будут эти отношения, если в знаменатель не вводить элемент, находящийся в числителе. В этом случае цифры могут быть любые: как меньше, так и больше единицы. Контрастность их резко возрастает, а значит, и возможность ошибки в установлении закономерности уменьшается.

При сопоставлении аномалий различной интенсивности приходится пользоваться не абсолютными, а относительными содержаниями элементов с нормированием по фону и с учетом содержаний всех элементов. Этот принцип, особенно в виде мажоритарных рядов [11, 12], успешно используется для решения многих задач (при определении типа пегматита, уровня эрозионного среза, глубины пересечения разведочными выработками и т. п.). Однако он в некоторых случаях приводит к заведомо искаженной информации. Так, во главе мажоритарного ряда ореола пегматитов не обязательно оказываются только самые характерные для пегматитов элементы, но появляются и просто наиболее контрастные по сравнению с фоном, например Ge, Ga, Tl [12].

Но, пожалуй, самым ярким примером искажения результатов, получаемых при использовании относительных величин, вычисляемых при математической обработке, являются ряды показателей вертикальной зональности. Такой ряд приводится в работе [13]: (As, В, Р, Nb) — (Ta, Sn, Be) — (Tl, W). В этой связи таблица из этой работы заслуживает быть процитированной здесь целиком. Как явствует из нее, абсолютное содержание Ta в верхних двух разрезах больше содержания Nb, а в нижних, наоборот, меньше. Следовательно, Nb более характерен для низов, а Ta — для апикальных частей ореолов. Для самих пегматитовых тел свойственна та же закономерность [19]. Однако в ряду вертикальной зональности ореолов их положение противоположно: Nb выше, а Ta ниже.

Точно так же абсолютное содержание В в двух нижних разрезах ореолов выше, чем в верхних. В пегматитах основная масса В тоже осаждается в одну из самых ранних фаз, т. е. в краевых зонах и в низах жил (не случайно у А. Е. Ферсмана тип пегматитов с В — один из самых ранних). В ряду же вертикальной зональности ореолов В почему-то оказывается наверху.

Такая же картина и у Р. В ряду вертикальной зональности он поставлен в самом верху, хотя в верхнем разрезе его абсолютное содержание наиболее низкое. Tl, наоборот, несмотря на то, что самое малое абсолют-

Среднее содержание ( $\bar{C}$ , %) и показатели зональности ( $Q$ ) элементов на различных уровнях пегматитовой жилы (по Григоряну и др. [13])

Элемент	I*		II		III		IV	
	$\bar{C}$	$Q$	$\bar{C}$	$Q$	$\bar{C}$	$Q$	$\bar{C}$	$Q$
Ta	0,002	0,05	0,013	0,06	0,004	0,02	0,002	0,003
Nb	0,002	0,05 **	0,01	0,04	0,006	0,03	0,0036	0,04
Sn	0,009	0,25	0,1	0,56	0,08	0,05	0,01	0,1
Be	0,0008	0,22	0,006	0,27	0,004	0,25	0,002	0,22
B	0,04	0,11	0,01	0,004	0,05	0,03	0,03	0,04
P	0,04	0,11	0,19	0,03	0,13	0,09	0,045	0,06
Tl	0,0002	0,05	0,0004	0,01	0,0004	0,02	0,0001	0,06
As	0,02	0,05	0,001	0,0005	0,02	0,01	0,002	0,002
W	0,0002	0,05	0,001	0,04	0,0018	0,01	0,003	0,4
Сумма ...		0,94		1,01		0,96		0,95

\* I—IV — сверху вниз.

\*\* Подчеркнуты максимальные значения показателя зональности.

ное содержание у него в нижнем разрезе, и в ряду зональности оказался самым нижним (см. таблицу).

Все эти казусы получаются потому, что анализ изменения абсолютного содержания элементов с глубиной подменяется определением их относительного веса в сумме всех элементов данного разреза. При этом распространённость элементов по разрезам нельзя сопоставить между собой, так как их содержание для каждого разреза дается в своем масштабе (поскольку по каждому разрезу сумма элементов приводится к единице).

Какая же это вертикальная зональность, если она не имеет ничего общего с истинным изменением содержания элементов по падению?

\* \* \*

Сказанным, понятно, далеко не исчерпываются все возможные критические суждения по методологии геохимических поисков редкометалльных пегматитов. Вместе с тем мы, разумеется, не претендуем на «истину в последней инстанции» и рассматриваем изложенное лишь как материал для дискуссии.

В заключение автор считает своим долгом выразить благодарность М. А. Зубову за консультации и полезный обмен мнениями по затронутым в работе вопросам.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградова Н. А., Григорян С. В. О некоторых особенностях формирования ореолов выноса вокруг редкометалльных пегматитов. — В кн.: Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. М.: изд. ИМГРЭ, 1973, с. 36—49.
2. Виноградова Н. А., Григорян С. В. Особенности первичных ореолов редкометалльных пегматитов. — Там же, с. 3—12.
3. Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометалльных гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 3—15.
4. Глебов М. П., Макагон В. М., Макрыгин А. И. Ореолы пегматитовых жил в связи с проблемой поисков редкометалльного оруденения. — В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ по работам 1971 г. Новосибирск: Наука, 1972, с. 115—119.
5. Глебов М. П., Ройзенман Ф. М., Шмакин Б. М. О первичных ореолах редкометалльных пегматитов и их поисковом значении. — В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ по работам 1972 г. Иркутск, 1973, с. 305—309.

6. Григорян С. В., Зубов М. А., Туманян В. З. О пространственной зональности первичных геохимических ореолов эндогенного оруденения. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих месторождений. Ч. II. Иркутск, 1974, с. 114—120.
7. Ермолаев М. М., Игнатъева Т. С., Сулова С. И. и др. Руководство по комплексной методике поисков редкометалльных пегматитов натро-литиевого типа. — В кн.: Методика и техника разведки. Л.: изд. ВИТР, 1960. 90 с.
8. Загорский В. Е. Ореолы рудного поля и рудных тел танталосных пегматитов. — В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ по работам 1974 г. Новосибирск: Наука, 1976, с. 127—131.
9. Загорский В. Е., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Главные закономерности формирования первичных ореолов редкометалльных пегматитов. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 145—152.
10. Загорский В. Е., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Поиски и оценка редкометалльных пегматитов по первичным ореолам рассеяния. — В кн.: Принципы и методы крупномасштабного прогнозирования редкометалльных месторождений. М., изд. ИМГРЭ, 1978, с. 100—112.
11. Зубов М. А. Выявление и интерпретация первичных геохимических аномалий редкометалльных пегматитов. — В кн.: Принципы и методы крупномасштабного прогнозирования редкометалльных месторождений. М.: изд. ИМГРЭ, 1978, с. 112—121.
12. Зубов М. А., Туманян В. З. Зональность первичных ореолов и методы ее выявления. Материалы VIII конференции молодых ученых ВИМСа. М., 1970, с. 17—21.
13. Литохимические методы поисков редкометалльных пегматитов (методические рекомендации)/С. В. Григорян, Н. А. Виноградова, А. Н. Егоров, Г. В. Ротанкова. М.: изд. ИМГРЭ, 1976. 76 с.
14. Макагон В. М., Кузнецова Л. Г., Таусон Л. С. Экзоконтактные изменения и первичные ореолы около жил пегматитов с различной минерализацией в зональном пегматитовом поясе. — В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ по работам 1975 г. Иркутск, 1976, с. 67—72.
15. Макагон В. М., Несмелов Г. Г., Полетаев И. А. и др. Экзоконтактные изменения и геохимические аномалии вокруг пегматитов с Ta—Cs—Li специализацией. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, №6, с. 1468—1472.
16. Овчинников Л. Н., Кременецкий А. А., Скрыбин В. Ю. Структурно-геохимический анализ условий формирования околонегматитовых метасоматитов одного из месторождений Сибири. — Геол. рудных месторожд., 1977, № 6, с. 13—27.
17. Скворцов В. А., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Типы танталосных пегматитов, их экзоконтактные изменения и первичные ореолы рассеяния на одном из месторождений Сибири. — Геохимия, 1975, № 4, с. 584—594.
18. Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 234 с.
19. Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М.: Наука, 1971. 294 с.
20. Сулова С. И. К вопросу о минерале-индикаторе как поисковом признаке литиевых пегматитов. — В кн.: Новое в методике и технике геологоразведочных работ. Л.: Гостехиздат, 1959, с. 154—160.
21. Солодов Н. А., Балашов Л. С., Кременецкий А. А. Геохимия лития, рубидия, цезия. М.: Недра, 1980. 190 с.
22. Таусон Л. В. Закономерности образования эндогенных ореолов рассеяния в полях рудных месторождений. — Геол. и геофиз., 1974, № 5, с. 113—123.

**Г. С. Вахромеев, А. Ю. Давыденко, Е. Л. Емельянов,  
А. М. Фадеев**

### КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Специфика прогнозирования редкометалльных пегматитов по геофизическим и геохимическим данным обусловлена особыми геолого-геофизическими условиями локализации этого вида оруденения. Слабые различия физических свойств пегматитов и несущей их среды, широкое развитие аномалий-помех, возникших из-за значительной изменчивости физических свойств метаморфизованных вмещающих пород и их разнообразия, повсе-

местное проявление гидротермально-метасоматических изменений и интенсивной разрывной тектоники приводят к формированию геофизических полей сложной структуры. В таких условиях успех геофизических поисков редкометальных пегматитов прямо зависит от обоснования рационального комплекса геофизических и геохимических методов и решения сложной проблемы выделения и классификации слабых геофизических аномалий, скрытых за уровнем помех. Многолетний опыт крупномасштабных и детальных геолого-геофизических работ на рудных полях редкометального пегматитового пояса позволил сформировать физико-геологическую модель (ФГМ) основных объектов геофизического изучения и разработать методику прогнозирования и поисков редкометального оруденения по комплексу признаков.

Поскольку геологическая характеристика пегматитов описываемого региона достаточно полно освещена в литературе [7, 10], отметим лишь некоторые особенности рудных полей, наиболее изученных в геологическом, геофизическом и геохимическом отношениях.

Первое рудное поле находится в юго-восточной части пегматитового пояса, в зоне влияния регионального разлома. Оно расположено в грабене, выполненном протерозойскими метаморфическими породами: конгломератами, кварц-биотитовыми, двуслюдяными и биотит-амфиболовыми сланцами, а также пластообразными телами ортоамфиболитов, дайками диабазов, гранитоидами и др. Осадочно-метаморфизованные породы залегают моноклинально с углами падения 50—70°. Оперяющие региональный разлом взбросо-сдвиги северо-западного простирания определяют блоковое строение рудного поля. Рудоконтролирующими являются внутриблоковые нарушения сбросо-сдвигового типа того же простирания.

Структуру рудного поля осложняет наличие тектонически ослабленных зон повышенной трещиноватости северо-восточного и субширотного простирания.

Из пегматитов различных типов, распространенных в пределах рудного поля повсеместно, наибольшее промышленное значение имеют микроклин-альбитовые пегматиты с комплексным редкометальным оруденением (Ta, Li, Cs, Be, Nb, Sn, Rb). В эвзоконтактах пегматитовых жил обнаружен новый тип редкометального оруденения — цезиевые метасоматиты [10]. Большинство редкометальных пегматитовых тел имеют небольшую мощность и группируются в крутопадающие жильные серии, содержащие до 30—40% пегматитового материала на общий объем породы.

Второе рудное поле расположено на северо-западном фланге пегматитового пояса, в пределах горста, сложенного среднепротерозойскими породами. Рудные тела имеют пологое падение (5—20°) и залегают в виде нескольких, сближенных в интервале 65—100 м по вертикали, выдержанных по простиранию плитообразных жил. Вмещающие породы — массивные ортоамфиболиты и метадиабазы, фельзиты, реже метаморфизованные сланцы и бластомилониты; рудовмещающей является система пологих секущих трещин сколового характера. Пегматиты здесь практически одного типа — микроклин-альбитовые с комплексным, преимущественно танталовым, оруденением.

На основе изучения магматического, структурного и литологического факторов контроля редкометального оруденения, а также анализа результатов комплексных геофизических исследований, выполненных в районе первого рудного поля, была сформирована ФГМ объектов, изучаемых на стадии прогнозирования, морфология и основные параметры которых показаны в табл. 1.

Физические и геометрические параметры аналогичной модели для северо-западной части рудного пояса отличаются лишь в деталях, а объекты геофизического изучения и соотношения параметров их ФГМ весьма схожи.

Физико-геологическая модель для стадии прогнозирования месторождений редкометалльных пегматитов на юго-восточном фланге редкометалльного пояса

Параметры модели	Аппроксимируемый объект			
	Интрузии гранитоидов	Пачки существенно амфиболовых пород	Региональные разломы и крупные дизъюнктивы	Осадочно-метаморфическая толща
Геометрический	Протяженные на глубину штоки с площадью сечения $n \times 1 \text{ км}^2$	Крутопадающие пласты мощностью $n \times 100 \text{ м}$ , протяженностью $n \times 1 \text{ км}$	Субвертикальные пласты мощностью от $n \times 100$ до $n \times 10 \text{ м}$	Нижнее полупространство
Физический				
магнитная восприимчивость $\tilde{\chi} \cdot \varepsilon^{\pm 1}$ в ед. $10^{-9}$ СГС	11·1,5	50·1,4	500·3,0	20·1,5
плотность $\tilde{\sigma} \pm 1.S$ , г/см <sup>3</sup>	2,63±0,17	2,95±0,05	2,7±0,2	2,73±0,10
кажущееся сопротивление $\rho_h$ , Ом	10 000—20 000	10 000—20 000	200—2000	2000—15 000
Радиохимическое поле	Уран-торий-калиевые аномалии	Нормальные поля естественной радиоактивности	Уран-ториевые аномалии	Нормальные поля естественной радиоактивности

Картирование интрузий гранитоидов, пород основного состава и выделение наиболее крупных разрывных нарушений эффективно проводится традиционным комплексом крупномасштабных аэрогеофизических (гамма-спектрометрическая и магнитная съемки) и гравиметрических съемок. Использование данных литогеохимического метода по потокам рассеяния и результатов геологосъемочных работ позволяет обоснованно выбирать площади, перспективные для проведения поисковых работ. Включение в комплекс литогеохимической съемки по потокам рассеяния Li, Cs, Be и Sn целесообразно в связи с благоприятными ландшафтными условиями района (молодой расчлененный рельеф, развитая гидросеть).

Задача прогнозирования собственно месторождений редкометалльных пегматитов представляется значительно более сложной. Это обусловлено близкими значениями физических параметров пегматитов и вмещающих пород (табл. 2), малыми размерами пегматитовых тел, наличием большого числа аномалий-помех.

Многолетний опыт комплексных геофизических и геохимических поисков доказал, что их целесообразно ориентировать на обнаружение не отдельных пегматитовых тел, а участков сосредоточения в виде жильных серий пегматитов микроклин-альбитового типа [2]. Материалы разведки подтверждают, что подобные участки являются самостоятельными геологическими объектами, имеющими промышленное значение.

При картировании структурно-литологических факторов локализации участков сосредоточения пегматитовых жил положительно зарекомендовал себя комплекс методов в составе магниторазведки, электропрофилирования на постоянном токе, метода естественного электрического поля, литогеохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния редких элементов-индикаторов: Li, Be, Cs, Sn. Перечисленные методы выполняют в вариантах детальных наземных съемок по сети  $200 \times 40 \div 100 \times 20 \text{ м}$ . Существенную информацию несет литогеохимическая съемка по первичным ореолам рассеяния [11], однако ее проводят на стадии разведки месторождений.

Физические свойства редкометалльных пегматитов и вмещающих пород

Физические и геохимические параметры	Рудное поле			
	Юго-Восточное		Северо-Западное	
	пегматиты	амфиболиты	пегматиты	амфиболиты
Плотность, г/см <sup>3</sup>	2,6±0,11 *	2,95±0,05	2,57 1,05	3,05 1,03
Магнитная восприимчивость, 10 <sup>+6</sup> ед. СГС	<1	50 1,4	6 3,5	68 1,4
Удельное электрическое сопротивление, Ом·м	50 000·1,3	20 000 1,5	15 600 1,4	18 300·1,4
Концентрации				
U·10 <sup>4</sup> %	7,2·1,5 **	4,1·1,2	41,2·2,1	1,4·2,1
Th·10 <sup>4</sup> %	8,9·1,5	9,9·1,2	10,6·2,3	2,4·1,6
K, %	2,4·1,4	1,6·1,2	2,1·1,4	0,4·1,7
редких элементов-индикаторов	Аномальные	Фоновые	Аномальные	Фоновые

\* Здесь и далее 2,60 — среднее арифметическое значение параметра, 0,11 — его стандартное отклонение.

\*\* Для U, Th и K первая цифра — среднее геометрическое значение параметра, вторая — его стандартный множитель.

В связи со сложным характером физических полей и слабым отражением в них факторов рудоконтроля реальная практическая отдача от детальных комплексных геофизических и геохимических работ достигается лишь с привлечением специальных методик автоматизированной комплексной интерпретации.

Целесообразность использования многомерных способов анализа геофизических и геохимических данных должна быть подтверждена существованием объективных зависимостей между особенностями геологического строения площадей и соответствующими им изменениями структуры физических полей. Визуальная качественная интерпретация показывает, что подобные зависимости проявляются не всегда и в лучшем случае как тенденции.

С этой целью были рассчитаны различия в статистических распределениях средних значений физических полей соответственно над пегматитами и вмещающими их ортоамфиболитами по критерию Стьюдента, а также дисперсий — по критерию Фишера. Судя по данным табл. 3, рассчитанной по большим выборкам (около ста значений каждая), примерно в 50% случаев эти различия статистически значимы.

Дополнительно проведено изучение макроанизотропии двумерных геофизических полей способом построения роз-диаграмм направлений изолиний на рудных и безрудных участках. Для рудных площадок обнаружена заметная анизотропия двух простираний: северо-западного и северо-восточного. Это косвенно указывает на приуроченность участков сосредоточения редкометалльных пегматитовых жил к узлам пересечения ортогональных дизъюнктивов.

Таблица 3

Различия в распределениях физических полей над участками локализации пегматитов микроклин-альбитового типа и вмещающими их породами основного состава по *t* и *F*-статистикам

Физическое поле	Рудное поле			
	Юго-Восточное		Северо-Западное	
	<i>t</i>	<i>F</i>	<i>t</i>	<i>F</i>
$\rho_k$	2,2 *	1,4	0,9	1,0
$\Delta Z$	0,8	3,2	7,4	1,1
$U_{ep}$	1,9	1,9	2,2	1,2

\* Подчеркнуты значения, превышающие 95%-ный уровень двустороннего критерия.

Методика автоматизированной комплексной интерпретации геофизических и геохимических данных при поисках редкометалльных пегматитов включает три основных этапа: выделение слабых геофизических аномалий с целью картирования рудоконтролирующей разрывной тектоники; автоматизированный комплексный анализ поисковой информации с целью выявления участков локализации редкометалльных пегматитов; составление сводной схемы интерпретации геолого-геофизических данных с количественной оценкой перспективности отдельных частей опосредованной площади.

Рассмотрим последовательно эти этапы.

Подсистема автоматизированного выделения аномалий включает известный алгоритм самонастраивающейся фильтрации — СНФ [9], а также новые алгоритмы: распознавания формы аномалий — РФА и фильтрации методом главных компонент — ФМГК [5]. Способ СНФ позволяет обходиться минимумом априорных данных при выделении интерферирующих аномалий различной формы в геофизических полях сложной структуры. Выход этого нелинейного фильтра несет информацию только о величине энергетического отношения аномалия/помеха, без каких-либо сведений о форме выделенного сигнала.

Алгоритм РФА основан на непараметрическом преобразовании вектора исходных значений поля, попавших в скользящее окно, и последующем сравнении этого вектора с эталонами, характеризующими форму заданных для распознавания аномалий. Преобразование, заключающееся в замене значений поля их рангами, позволяет привести различные реализации аномалий одного и того же класса к их непараметрическим аналогам, отражающим только форму аномалий. Этого вполне достаточно для характеристики слабых аномалий, оценка количественных параметров которых ненадежна из-за сильного искажения сигнала помехами. В качестве эталонов целесообразно использовать следующие формы аномалий: «ровное» поле, «положительный» и «отрицательный» градиенты, «положительная» и «отрицательная» аномалии. Степень сходства распознаваемой и эталонной аномалий оценивается по величине коэффициента ранговой корреляции Спирмена.

Алгоритм ФМГК разработан на основе подхода к процессу фильтрации с позиций многомерного статистического анализа. Он может быть использован для обработки не только одномерных и двумерных геофизических полей, но и полей большей размерности. Способ основан на анализе структуры автоковариационной матрицы поля с помощью математического аппарата метода главных компонент. Автоковариационную матрицу формируют путем обработки многомерной выборки, элементами которой являются значения поля, попавшие в пределы скользящего по профилю (по площади) окна. Легко показать, что такая матрица характеризует автокорреляционные свойства поля данной размерности. По распределению собственных значений автоковариационной матрицы и их вкладу в суммарную дисперсию поля можно судить о сложности структуры обрабатываемого поля. Наличие того или иного типа слабых аномалий устанавливаются с помощью анализа формы собственных векторов этой матрицы, служащих весовыми функциями соответствующих линейных фильтров.

Система предусматривает возможность взаимного обмена и учета информации, получаемой при обработке полей по программам СНФ и ФМГК. При этом программа ФМГК используется для фильтрации низкочастотных составляющих, для выделения аномалий с простираем, близким к направлению поисковых профилей, а также для получения информации о структуре обрабатываемого поля, что позволяет значительно сузить диапазон настройки самонастраивающегося фильтра и обоснованно выбирать размеры окна фильтрации. Программа СНФ используется для выделения слабых локальных аномалий. Включение в нее блока РФА зна-

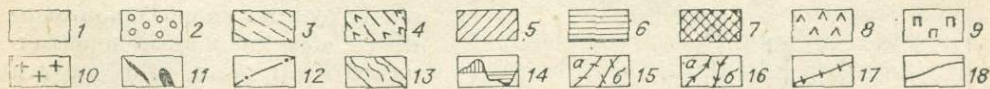
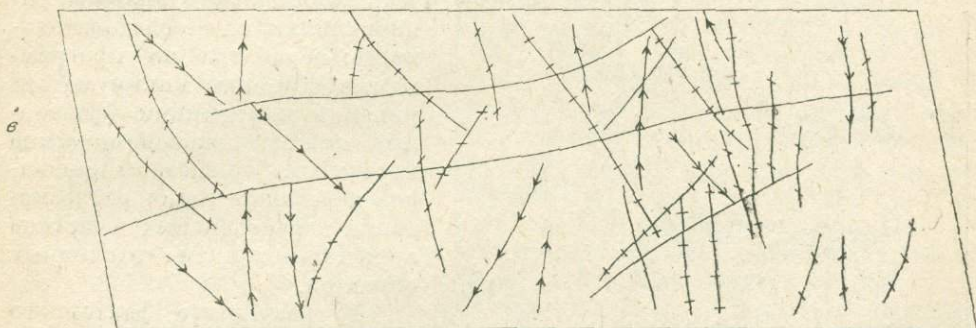
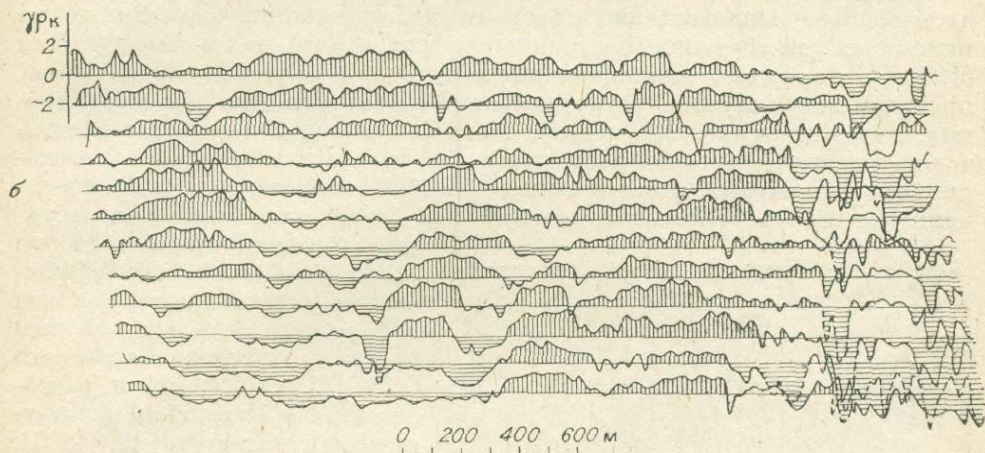


Рис. 1. Результаты автоматизированной фильтрации данных метода симметричного электропрофилеирования: а — геологическая карта (по И. А. Полежаеву и Г. Г. Несмелову); б — план графиков  $\rho_h$ ; в — результаты фильтрации.

а, б: 1 — двуслоянные и кварц-биотитовые сланцы свиты 1; свита 2: 2 — конгломераты 1-й пачки; 3 — кварц-биотитовые сланцы 2-й пачки; 4 — существенно амфиболитовые породы 3-й пачки; 5 — кварц-биотитовые сланцы 4-й пачки; 6 — карбонатизированные биотитовые сланцы 5-й пачки; 7 — катаклазиты по биотитовым сланцам свиты 3; 8 — ортоамфиболиты; 9 — ультраосновные породы; 10 — гранитоиды; 11 — редкометалльные пергматы; 12 — разрывные нарушения; 13 — зоны милонитов; 14 — графики нажущихся сопротивлений, центрированные относительно фона и нормированные по его стандарту; в — оси аномалий, выделенных по программе самонастраивающейся фильтрации с блоком распознавания формы аномалий; 15 — «положительные» (а) и «отрицательные» (б) градиенты; 16 — «положительные» (а) и «отрицательные» (б) аномалии; 17 — аномалии «нераспознанной» формы; 18 — оси аномалий, выделенных по программе фильтрации методом главных компонент.

чительно снижает неопределенность истолкования результатов этого способа нелинейной фильтрации.

На рис. 1 показаны результаты обработки данных электропрофилирования по части Юго-Восточного рудного поля, включающей известный участок сосредоточения редкометалльных пегматитов. Применение методов автоматизированной фильтрации позволило выделить в поле кажущихся сопротивлений слабые геофизические аномалии северо-восточного и субширотного направлений, совершенно не проявленные визуально на исходном плане графиков  $\rho_k$ . Участки сосредоточения редкометалльных пегматитов преимущественно тяготеют к узлам пересечения этих разрывных нарушений с дизъюнктивами северо-западного направления.

Второй этап обработки комплексной геофизической информации предусматривает использование программ классификации, основанных на принципах как обучения (программы распознавания), так и самообучения (факторный анализ, кластер-анализ). Исходной информацией для этих программ могут служить разнородные признаки: геологические (структурные, литологические, поисковые), геохимические (концентрации элементов во вторичных ореолах рассеяния) и геофизические (значения гравитационных, магнитных, электрических полей). Помимо самих признаков используют их трансформанты, позволяющие более полно описывать струк-

туру того или иного поля на ЭВМ. Математическим обеспечением комплексного анализа информации служат пакеты программ, входящие в системы СОД [8], СКВД [3] и разработанные в Иркутском политехническом институте [2, 4, 5]. Для комплексного анализа рациональна такая последовательность: обработка по программам, требующим минимума априорной информации (факторный анализ, таксономические методы); выбор системы признаков и решение задач распознавания перспективных участков с использованием эталонных объектов.

В результате факторного анализа выявлены общие для обоих рудных полей закономерности, обусловленные идентичными факторами. По картам факторов, объясняющим распределение редких элементов во

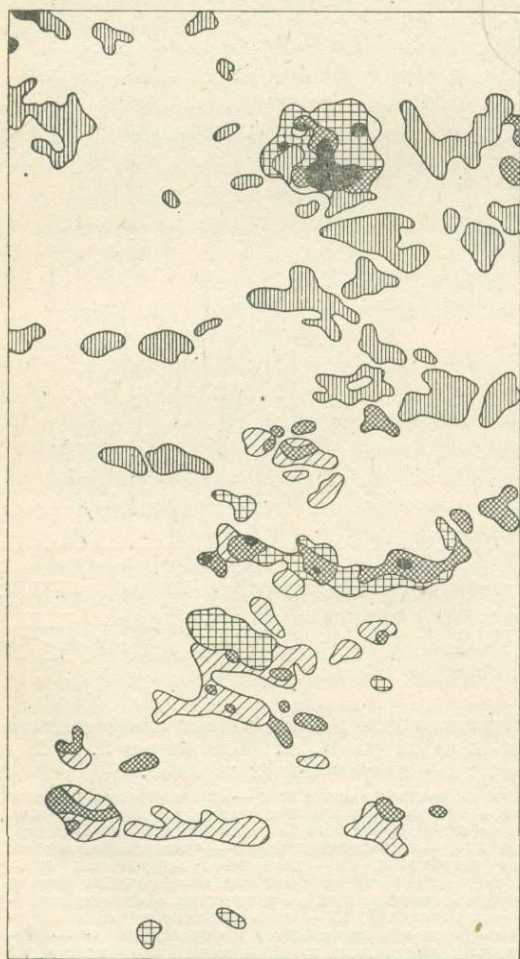


Рис. 2. Результаты комплексной интерпретации геохимических данных методом многомерных полей по Северо-Западному рудному полю (по В. Н. Евдокимовой, геологическую ситуацию см. на рис. 3).

Ведущие элементы-индикаторы (в скобках даны значения коэффициентов контрастности): 1 — Rb (10, 9), Li (3, 9), Cs (17, 9); 2 — Li (4,0), Cs (2,9—3,9), Rb (4,0—4,4), 3 — Cs (4,2—5,0), Li (1,8—2,0); 4 — Cs (2,6—2,9), Li (1,8); 5 — Zn (2,5—4,0) Mo (3,5), Sn (2,4—2,7).

вторичном поле рассеяния, намечены контуры перспективных на пегматиты участков. Структура геофизических полей  $\rho_R$  и  $\Delta Z$  в значительной мере определяется факторами, зависящими от тектонического строения рудных полей.

Обработка геохимической информации по методу многомерных геохимических полей [6] позволила выбрать и сгруппировать типоморфные классы-ассоциации элементов, дать им количественную характеристику, уточнить зональность вторичного поля рассеяния и использовать эти данные для прогнозирования редкометального оруденения (рис. 2).

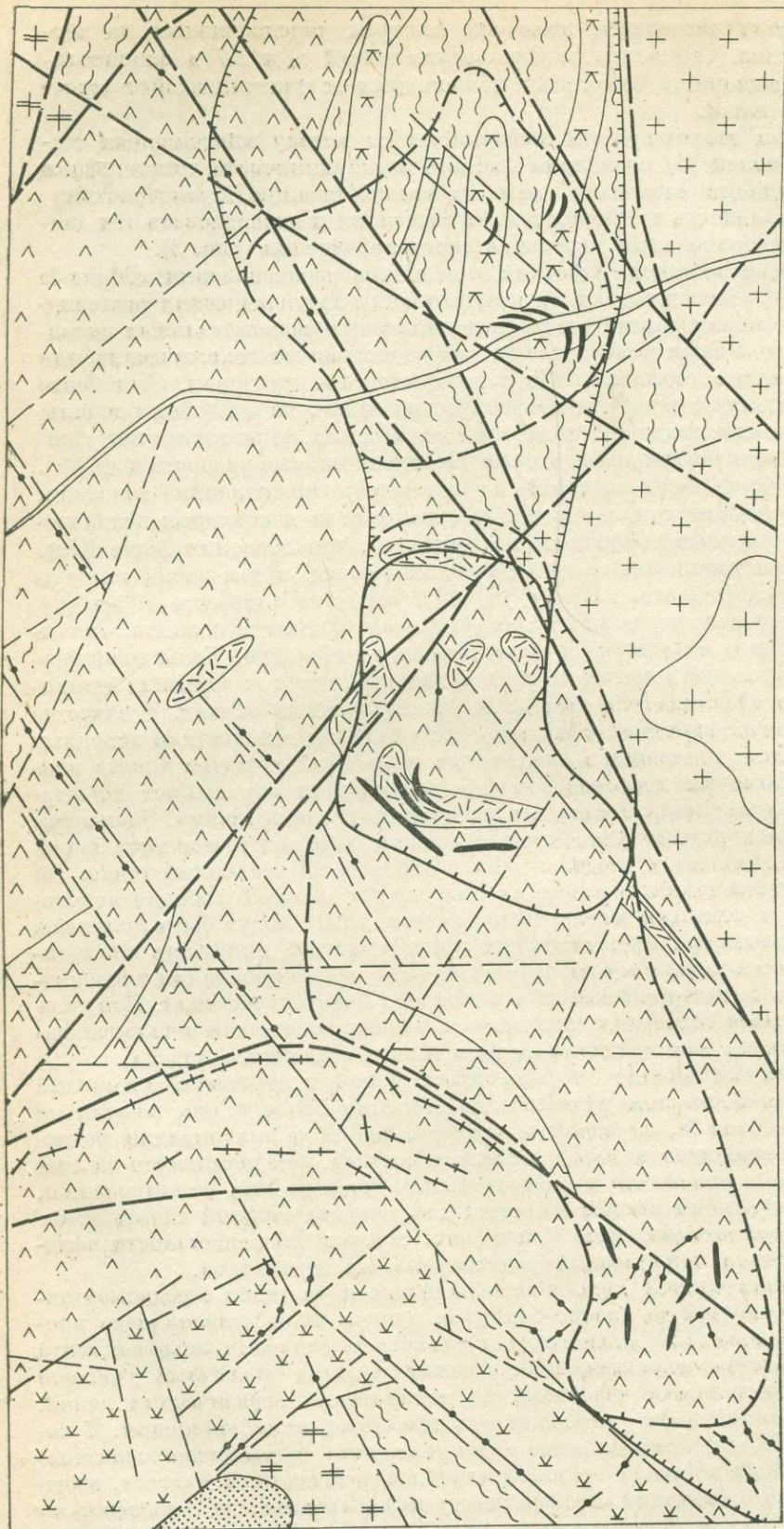
С помощью непараметрических алгоритмов распознавания «Образ-3» [8], СК-2 [12] решены задачи по распознаванию литологических разновидностей и прогнозированию участков локализации редкометальных пегматитов. При этом были использованы как качественные геологические, так и количественные геофизические и геохимические признаки. Для более полного описания структуры геофизических полей на ЭВМ были использованы их трансформанты: стандартные отклонения, характеристики уровня, градиенты значений поля, вторые последовательные разности и др. [3].

Исследование возможностей алгоритмов распознавания показало, что для повышения локальности прогнозирования необходимо использовать количественные геофизические признаки, что позволит более точно определять местоположение геологических границ, в том числе контуры перспективных участков. Этому условию отвечает алгоритм «Орт» [4], в котором использован новый подход к формированию признаков, описывающих свойства эталонных и распознаваемых объектов. Типы трансформации фиксируются в нем не жестко, а зависят от того, с каким из эталонных классов сравнивается очередной распознаваемый объект. В качестве признаков используются линейные ортогональные комбинации исходных значений поля, попавших в скользящее окно. Для каждого класса конкретные параметры преобразований автоматически определяют по корреляционным матрицам эталонных выборок на этапе обучения. Элементом такой выборки служит многомерный вектор, который составляют значения поля, попавшие в пределы окна с центром на эталонной точке. По сформированной таким образом многомерной эталонной выборке некоторого класса с помощью метода главных компонент могут быть получены параметры линейных ортогональных трансформаций, присущих анализируемому полю и заданному классу объектов. Подобная операция проводится для каждой эталонной выборки и каждого физического поля. Полученные в результате обработки главные компоненты по методам в дальнейшем рассматриваются как признаки определенного эталонного класса.

Комплексный анализ геофизических полей с помощью алгоритма «Орт» на Юго-Восточном рудном поле позволил более точно, нежели по программе «Образ-3», определить контуры участков локализации редкометальных пегматитов и пород основного состава. Это достигнуто за счет большого числа признаков и избирательного подхода к их формированию.

Заключительным этапом является составление сводной схемы комплексной интерпретации (рис. 3) и оценка степени перспективности выделенных участков локализации редкометальных пегматитов.

Для сравнительной оценки перспективности участков с редкометальной минерализацией на Северо-Западном рудном поле привлекалась программа «Прогноз» [12], позволяющая рассчитать значения «коэффициента информативности», показывающего степень сходства различных участков площади с эталонными участками по параметрам геофизических полей. В качестве эталонов фигурировали три известных рудопроявления. В результате все остальные известные рудопроявления, в том числе сознательно исключенный из числа эталонов наиболее разведанный участок, выделились на карте изолиний «коэффициента информативности» повышенными значениями. Далее с учетом всей имеющейся информации была исключена



- 1 1
- 2 2
- 3 3
- 4 4
- 5 5
- 6 6
- 7 7
- 8 8
- 9 9
- 10 10
- 11 11
- 12 12
- 13 13
- 14 14
- 15 15
- 16 16

Рис. 3. Схема комплексной интерпретации геолого-геофизических и геохимических данных (при ее составлении использованы средние значения и дисперсии физических полей  $\Delta g$  и  $\Delta Z$ , а также планы изоконцентрации Rb, Li, Sn, Mo, Pb, Cu, Ni, U, Th, K. 1 — метаморфизованные диабазы и диабазовые порфириты, характеризующиеся спокойными, средней интенсивности полями  $\Delta Z$ ,  $\Delta T$ , высокими, с резкими градиентами значениями  $\Delta g$  при низких содержаниях всех элементов; 2 — метагаббро, метадiorиты, которым соответствуют сложнодифференцированные поля  $\Delta Z$ ,  $\rho_k$ , высокое поле  $\Delta g$  при низких содержаниях всех элементов; 3 — площади пониженных полей  $\Delta Z$  и  $\Delta T$ , высокого поля  $\Delta g$ , повышенных содержаний Rb, Li, Cs, Mo, Co, Ni, отвечающие метаморфизованным базальтам; 4 — площади повышенного, сложнодифференцированного поля  $\Delta Z$ , высокого поля  $\Delta g$  при низких содержаниях всех элементов, отвечающие амфиболитизированным габброидам; 5 — площади повышенных, сложнодифференцированных полей  $\Delta Z$ ,  $\Delta T$ , повышенного поля  $\Delta g$ , мозаичного поля содержания радиогеохимических элементов, отвечающие диоритам и гранодиоритам; 6 — площади высоких дифференцированных полей  $\Delta Z$  и  $\Delta T$ , пониженного поля  $\Delta g$ , повышенных содержаний U, K, Rb, Sn, Zn, высоких — Th, отвечающие биотит-амфиболовым и амфибол-биотитовым гранодиоритам; 7 — площади спокойных пониженных полей  $\Delta Z$ ,  $\Delta T$ ,  $\Delta g$ , повышенных содержаний U, Th, K, Pb, Sn, отвечающие биотитовым и двуслюдяным гранитам; 8 — площади дифференцированного поля  $\Delta Z$ , средней интенсивности пониженного поля  $\Delta g$ , повышенных содержаний U, Th, Pb, Mo, отвечающие метаморфизованным терригенным образованиям и вулканитам основного состава; 9 — площади пониженного поля  $\Delta Z$ , локальных минимумов  $\Delta g$ , высоких содержаний Rb, Li, Cs, отвечающие метаморфизованным кварцевым порфирам, фельзит-порфирам; 10 — площади спокойных пониженных полей  $\Delta Z$ ,  $\Delta T$ ,  $\Delta g$ ,  $\rho_k$ , повышенных содержаний U, Th, K, Zn, Pb, Cu, Mo, Sn, отвечающие терригенным и карбонатным породам; 11 — оси положительных аномалий  $\Delta Z$  амплитудой до 5000γ, отвечающих телам вторичных кварцитов с магнетитом; 12 — положительные аномалии  $\Delta Z$  амплитудой до 500—2000 γ, отвечающие дайкам диабазов; 13 — структурные швы; 14 — внутриблоковые разрывные нарушения; 15 — пегматитовые жилы; 16 — контуры участков, выделенные по данным количественного прогнозирования по программам «Прогноз» с коэффициентом перспективности: а — 0,4—0,6; б — 0,6—0,8; в — 0,8—1,1.

бесперспективная часть площади, а в пределах оставшейся были выбраны 28 участков в качестве объектов для прогнозной оценки. Участки представляют собой примерно равновеликие площадки, соизмеримые с известными месторождениями редкометалльных пегматитов. По каждому объекту-участку с карт типов геофизических и радиогеохимических полей, карты многомерного геохимического поля и геологической карты были сняты выбранные признаки с предварительным разделением их значений на градации.

Затем все 28 объектов классифицировались с помощью программы «Таксон» [12]. Каждый из них соотносили с одним из заранее выбранных эталонов. Одновременно рассчитывался коэффициент перспективности участка, отражающий меру сходства выделенного объекта с эталонными месторождениями по комплексу геологических, геофизических и геохимических признаков.

Выяснив тесноту связи между значениями коэффициентов перспективности и запасами редкометального оруденения на изученных к настоящему времени месторождениях, можно прогнозировать вероятные запасы редких элементов в контуре вновь выявленных перспективных участков.

Классификация объектов по типам позволила более объективно оценивать черты сходства и различия между месторождениями (рудопрооявлениями) редкометалльных пегматитов и вновь выявленными участками.

Итог комплексной интерпретации — расчленение площади по степени перспективности на редкометальное оруденение, выделение наиболее интересных участков и вероятностная оценка возможных масштабов оруденения по каждому из них и рудному району в целом (см. рис. 3).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вахромеев Г. С. Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. М.: Недра, 1978. 152 с.
2. Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю. Комплексная интерпретация геофизических и геохимических данных при детальном прогнозировании редкометалльных пегматитов.— В кн.: Геофизические исследования при крупномасштабном картировании и прогнозировании месторождений Л.: Наука, 1976, с. 197—198.
3. Ветров С. В., Чагин М. М., Макарошкина З. П. О методике комплексной интерпретации геолого-геофизической информации.— Геол. и геофиз., 1977, № 5, с. 100—107.

4. Давыденко А. Ю. Линейный алгоритм описания и комплексного анализа геофизических полей «Орт». — В кн.: Тезисы VI конференции «Математические методы при прямых поисках месторождений полезных ископаемых». Новосибирск: Наука, 1979, с. 134—136.
5. Давыденко А. Ю. Система автоматизированной фильтрации геофизических полей для выделения слабых аномалий. — В кн.: Тезисы докладов IX конференции молодых научных сотрудников по геологии и геофизике Вост. Сибири. Иркутск, 1980, с. 161—163.
6. Евдокимова В. Н. Автоматизированная система обработки геолого-геофизической информации методом многомерных полей. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1979, с. 3—26.
7. Емельянов Е. Л., Полетаев И. А., Вишняков Н. Н. О региональной зональности в одном из пегматитовых поясов Восточной Сибири. — В кн.: Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. Иркутск, 1976, с. 7—19.
8. Ломтадзе В. В. и др. Система обработки геофизических данных (СОД — «Геофизика»). Алгоритм и программы. Вып. 4. М., изд. ВИЭМС, 1977.
9. Никитин А. А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М.: Недра, 1979. 280 с.
10. Рябенко В. Е. Типы редкометалльных пегматитов одного из районов Сибири. — Сов. геология, 1977, № 9, с. 111—116.
11. Скворцов В. А., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Типы танталоносных пегматитов, их экзоконтактные изменения и первичные ореолы рассеяния на одном из месторождений Сибири. — Геохимия, 1975, № 4, с. 584—595.
12. Чагин М. М. Автоматизированное решение геологических задач классификации. М.: изд. ВИЭМС, 1979. 51 с.

*Иркутский политехнический институт,  
ПГО «Иркутскгеология»*

**Ю. А. Садовский, Е. П. Пушко, А. Г. Михайлов,  
Н. И. Степаненко, О. С. Маринкин, А. В. Тупицын**

## **ОСНОВНЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПОИСКОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ**

В статье рассматривается проблема поисков редкометалльных гранитных пегматитов (РГП) на примере крупного пегматитового пояса палеозойской складчатой области, в котором известны промышленные месторождения пегматитов \*. Специфические трудности поисков РГП общеизвестны. Из-за них до настоящего времени отсутствуют эффективные прямые геофизические методы поисков пегматитов, усложнена интерпретация литогеохимических и шлиховых ореолов, приходится пользоваться при поисках преимущественно крупномасштабными геологическими картами (1 : 10 000). Выбор и значение методов поисков для каждого этапа поисковых работ зависят от различных условий: сложности геологического строения, характера обнаженности, величины эрозийного среза участков и пегматитовых образований, физико-географических особенностей территории, степени изученности, геолого-промышленного типа объектов поисков и предполагаемого набора сопровождающих их геологических и прочих аномалий, расположения пегматитовых жил во внутринтрузивной или надынтрузивных зонах, полноты набора и представительности поисковых признаков и критериев (табл. 1).

\* Необщепринятые понятия и термины заимствованы из работы [20].

На разных стадиях поисковых работ прогнозирование основывается на знании общей структуры объектов прогноза и ее частей, выраженном в форме поисковых признаков и критериев, отражающих отношения и связи пегматитов с условиями их нахождения и факторами образования. Это — внешняя структура (отношения объекта прогноза к пегматитовым системам и тектоническим дислокациям высших порядков, предполагаемым материнским интрузиям, дайковым поясам, блокам новейшей тектоники и т. д.), окружающая среда (отражение объектов в геофизических, геохимических и минералогических полях, отношение к метаморфизму вмещающих пород и их связи с различными индикаторами скрытого оруденения и т. п.), целостные свойства (размеры, форма, фигура, внешняя симметрия, характер геологических границ, некоторые свойства зональности) и, наконец, внутренняя структура (общая композиция, упорядоченность, внутренняя симметрия, свойства зональности, взаимоотношения элементов структуры пегматитовых образований различных уровней и др.). Общая композиция отражает главные черты строения объекта (текстура — в породах; зональность — незональность в пегматитовых телах; линейность — нелинейность в пегматитовых полях), а упорядоченность — специфику пространственных отношений элементов объекта (структура в породах; взаимоотношение матричных и редкометалльных зон в жилах; особенности строения и взаиморасположения свит в пегматитовых полях). Этап прогнозирования предшествует проведению общих поисков, а при детальном поиске и поисково-оценочных работах для перспективных объектов он практически сливается с этапами оценочных работ (см. табл. 1).

Прогнозирование на подстадии общих поисков наиболее разработано, оно осуществляется чаще всего в масштабе 1 : 50 000, геологическими и математическими методами. Поисковое прогнозирование определяется в первую очередь представительностью материалов по связям объектов поисков с внешней структурой и окружающей средой. Специальное доизучение территории выражается в составлении такого набора схем и карт: геологической, совмещенной с картой полезных ископаемых; геологической изученности и опойскованности; рекомендаций прошлых лет по направлению работ; обнаженности в изолиниях мощности рыхлых отложений; магматизма с отражением геохимической, акцессорно-минеральной, петрохимической и металлогенической специализации гранитоидов; морфологии интрузивов в изолиниях кровли массивов и их эродированности; метаморфизма и возможных индикаторов скрытого оруденения; тектонической; новейшей блоковой тектоники; результатов интерпретации геофизических данных (обычно несколько карт); распространения первичных и вторичных геохимических ореолов; то же, вторичных; результатов шлихового опробования; поисковых моделей изученных геолого-промышленных типов полей, рудопроявлений и безрудных объектов, представляющих изображения в горизонтальных сечениях реконструкций геологических обстановок: эродированных «надпегматитовых» уровней, «рудных», корневых и «подпегматитовых» срезов.

Эти карты и разрезы к ним служат основой для создания общей модели «пегматитового слоя» и выявления признаков его верхних, нижних и боковых граничных поверхностей, пегматитоносных зон и пегматитовых полей. Анализ отношений и связей (поисковых признаков и критериев) в «слое» помогает выделить среди них определяющие образование пегматитоносных зон и полей, типы последних и масштабы, а также их сохранность.

Само прогнозирование производится несколькими методами: оптимального сочетания благоприятных факторов (по соотношению положительных и отрицательных поисковых критериев); поисковых моделей

Поисковые и поисково-оценочные призы

Подстадии поисков	Этап	Обнаженность, мощность	
		открытая, 0—3 м	
		выходящих на эрозионный срез	скрытых
Общие поиски	Прогнозирование	I — а, б, в, г, д; II — а, б, г, д; III — а, б, в, IV — а, б, в, г, д, е.	I — а, б, в, г, д, е; II — а, б, в, г, д, е; III — в, г; IV — а, в, е.
	Поиски	I — а, б, г; II — а, б, в, г; III — а, б, в, г; 4; 5 — а, б	I — а, б, в, г; II — а, б, в; III — а, б, г, 4, 5 — в
	Оценка	A — а, б, в, д, е.	A — а, б, г, д.
Детальные поиски	Поиски	I — а, б, в, г; 2 — а, б, в, д; 3 — а, б; 4; 5 — а, б.	I — а, б, в, г; 2 — а, б, в, д; 3 — а; 4—5—б, в.
	Оценка	A — а, б, в, д, е.	A — а, б, г, д, е.
Поисково-оценочные работы	Поиски	I — а, б, в, г; 2 — в, д; 3 — а, б; 4; 5 — а, б, г.	I — а, б, в, г; 2 — в, д; 3 — а; 4; 5 — в.
	Оценка	A — а, б, в, д, е, ж.	A — а, б, г, д, е, ж.

**Примечание.** Прогнозирование (поисковые критерии и признаки) [2—4, 10, 13—17, 18, 19, 23]. I. Магматические: а — типы гранитоидов по Э. П. Изоху, Д. В. Таусону и В. В. Лопатникову; б — положение РГП в ряду граниты — дайки — пегматиты — гидротермалиты (по А. Н. Леонтьеву); в — положение в ареале гранитоидов; г — яйцеобразные гранитные сателлиты; д — положение РГП в поясах (роях) даек; е — положение во внутри-, около- и надинтрузивной зоне. II. Тектонические [1, 2, 4, 5, 10, 19]: а — положение РГП в структуре пегматитозонного слоя; б — отношение к разломам различных порядков (рудоконцентрирующим, рудолокализирующим и т. д.); в — структурно-морфологические типы полей пегматитов и даек (в том числе предполагаемые); г — отношение к элементам блоковой тектоники; д — морфология контактов гранитоидов; е — характер выклинивания даек и пегматитовых жил и другие. III. Литолого-метаморфические [2, 3, 5, 10, 18, 19, 20]: а — симметрия, свойства и состав вмещающих пород; б — фации регионального и контактового метаморфизма; в — развитие «антипегматитовых» процессов в гранитоидах (мусковитизация, грейзенизация и т. д.); г — признаки-индикаторы скрытого оруденения (ИСО). IV. Прочие [1, 2, 5, 7, 9, 10, 11, 13, 14, 16, 17, 19—22]: а — зональные отношения (их свойства) и симметрия пегматитовых образований различных порядков; б — упорядоченность свит и других пегматитовых образований; в — величина эрозионного среза (гранитов, участков); г — геоморфологические признаки (выходы кварцевых осей и т. д.); д — древние выработки; е — аномалии различной природы (геофизические, литогеохимические, шлиховые).

(сравнение моделей с конкретными участками специальных карт); экспортных оценок. Оно получает выражение в прогнозных картах-накладках.

Прогнозирование с помощью ЭВМ описано во многих работах (например, [4]) и основано на методах обработки исходных геологических данных путем использования решающих правил по различным алгоритмам. Прогнозирование на подстадиях детальных поисков и поисково-оценочных работ имеет много общего, и на заведомо перспективных участках и объектах обычно совмещается. В основу такого прогнозирования кроме результатов работ по общим поискам берутся сведения о целостных свойствах, внутренней структуре и внешней среде.

При оконтуривании перспективных участков (блоков) используются данные о фациальной принадлежности вмещающих метаморфических пород, положении серий дайковых пород («барьерные», шлейфы, облекающие свиты пегматитов и др.) контактовых поверхностях гранитоидов и особенно об их форме (например, «яйцеобразные» сателлиты интрузивов, в которых предпочтительно локализуются месторождения) и признаки предполагаемого морфоструктурного типа полей.

Ведущее значение при прогнозировании имеет внутренняя структура промышленно-генетических типов месторождений, рудопроявлений и без-

## наки, критерии и методы поисков РГП

## рыхлых отложений

перекрытая, 3-10 м		закрытая, более 10 м	
выходящих на эрозионный срез	скрытых	выходящих на эрозионный срез	скрытых
I — а, б, в, г, д; II — а, б, г, д; III — б, в; IV — а, в, е.	I — а, б, в, г; II — а, б, г.	I — а, б, в, г, д; II — а, б, в, г; III — а, б, в; IV — а, е.	I — а, б, в, г; II — а, б, в; III — б, в, г; IV — е.
I — а, б, в, г; 2 — а, б; 3 — б, в, г; 4; 5 — б.	I — а, б, в, г; 2 — а, б; 3 — б, в, г; 4, 5 — б.	I — а, б, в; 2 — а, б; 3 — б, в, г; 4; 5 — б.	I — в; 2 — а, б; 3 — б; г; 4; 5 — а.
A — а, б, в, д.	A — а, б, г, д.	A — а, б, в, д, е.	A — а, б, г, д.
I — а, б, в, г; 2 — а, б, в, д; 3 — б; 4; 5 — б.	I — а, б, в, г; 2 — а, б, в, д; 3 — б; 4; 5 — а, б.	I — а, б, в; 2 — а, б, г, д; 3 — б, г; 4; 5 — б.	I — а, б, в; 2 — а, б, в, д; 3 — а, б; 4 —; 5 — б, в;
A — а, б, в, д, е.	A — а, б, г.	A — а, б, в, д, е.	A — а, б, г, д.
I — а, б, в, г; 2 — в, д; 3 — а, б; 4; 5 — б, г;	I — а, б, в, г; 2 — в, д; 3 — а, д; 4 — в.	I — а, б, в, г; 2 — в, д; 3 — а, б; 4; 5 — а.	I — а, б, в, г; 2 — в, д; 3 — а, г; 4; 5 — а.
A — а, б, в, д, е, ж.	A — а, б, г.	A — а, б, д, ж.	A — а, б, г, д, ж.

**Поиски (методы).** 1. Геологическая съемка [2, 5, 14, 19]: а — дешифрирование аэро- и космических снимков; б — геологические маршруты; в — поисковые бурения; г — горные работы. 2 — Геофизические [2, 5, 7, 19]: а — гравиразведка; б — магниторазведка; в — пьезоэлектрический метод (ПЭМ); г — аэрогаммаспектрометрическая съемка; д — специальные виды ядернофизических методов и каротажа (РРК, ГНЖ, ННК и др.). 4. Прикладная геоморфология [1, 2, 10]. 5. Прикладная минералогия [2, 8, 14, 17, 18, 19, 24]: а — типоморфизм минералов-индикаторов б — шлихогеохимия; в — индикаторы скрытого оруденения; г — шлиховая съемка.

**Оценка.** А (поисково-оценочные критерии) [1—4, 6, 8—11, 14, 17, 19, 20, 22, 24]: а — поисковые критерии и признаки (степень их представительности); б — критерии разбраковки литогеохимических, шлиховых, шлихо-геохимических, геофизических аномалий; в — оценки выходов пегматитовых жил; г — индикаторы скрытого оруденения; д — благоприятная геологическая обстановка; е — типоморфизм минералов-индикаторов; ж — предварительные данные по количеству и качеству полезного ископаемого. Б. Прикладная геохимия [2, 4, 6, 11, 12, 17, 19]: а — эндогенная, б — экзогенная литогеохимия (в том числе глубинные); в — биогеохимия, г — гидрогеохимия.

Жирным шрифтом выделены главные признаки.

рудных пегматитовых образований. Первые из них относятся к линейному и нелинейному типам, а вторые преимущественно к «контактовому» типу, жилы в котором сопряжены с контактовой поверхностью гранитоидов и расположены параллельно, реже перпендикулярно или диагонально к ней. В практически важных полях вектор максимальной изменчивости признаков зональности совпадает с вытянутостью полей. В таком же направлении происходит смена типов пегматитов, ему соответствуют определенные ряды изменчивости элементов и степень неравномерности оруденения. Перпендикулярно вытянутости полей изменяется главным образом интенсивность редкометального оруденения [9, 21]. В обоих типах полей редкометальные зоны промышленной значимости представляют собой субгоризонтально вытянутые ленты [20]. В линейных полях, в которых вытянутость и направление максимальной изменчивости признаков зональности совпадают с простираем свит и жил, редкометальная зона незначительно развита по падению, гораздо больше — по простираению (соответственно 1 : 20 и более) и характеризуется таким рядом изменчивости элементов (от одного фланга к другому):  $Be \geq Nb > Ta > Sn + (Rb) > Li > Cs \rightarrow Be > Ta > Nb > Sn + Li \geq (Rb) \geq Cs \rightarrow Sn \gg \gg Be > Nb > Ta + Li \gg (Rb) > (Cs)$ . В нелинейных полях, где свиты в теле ориентированы вкrest вытянутости поля и имеют размеры по па-

дению, превышающие размеры по простиранию, ряд изменчивости элементов выглядит следующим образом (от лежащего к висячему боку, в скобках — элементы, не имеющие минеральных форм):  $Be > Nb > Ta > Sn + (Rb) > (Li) > Cs \rightarrow Be \cong Sn > Ta \cong Nb + Li \cong (Rb) > (Cs) \rightarrow Sn \cong Be > Ta > Nb + Li(Rb) > Cs$ .

Прогнозирование на глубину производится с использованием признаков граничных поверхностей редкометалльного оруденения пегматитовых образований и морфологических особенностей пегматитовых тел [9, 20]. При этом в пределах свит оно связано главным образом со степенью их упорядоченности (количество, размеры и положение в них главных — стержневых — и рядовых жил, морфология, размеры, состав и положение рудной зоны). В целом при прогнозировании практически интересных пегматитовых образований (полей, свит и жил) используются наиболее представительные признаки: высокая упорядоченность, внешняя и внутренняя симметрия с элементами криволинейности [22], сложность и контрастность зональности, а также определенная фациальная принадлежность вмещающих метаморфических пород и их симметрии (например, симметрия плоскостной анизотропии).

Поля контактового структурного типа характеризуются зональностью в одном направлении (от лежащего к висячему боку), выражающейся преимущественно в степени дифференцированности пегматитов и очень редко — сменой минерализации. Свиты и тела в них имеют низкую упорядоченность и пониженные сложность и контрастность зональности.

Чаще всего карты прогноза составляют в масштабе 1 : 10 000 — 1 : 2000; вспомогательное значение при этом имеют методы прикладной геоморфологии [1].

Наиболее уязвимо (в смысле уровня доказательности) прогнозирование слепого пегматитового оруденения. Признаками, указывающими на возможное присутствие не выходящих на поверхность промышленных пегматитовых образований, являются черты сходства геологических обстановок перспективных участков с определенными поисковыми моделями: пространственный рисунок расположения дайковых пород, устойчивые, высокой интенсивности первичные ореолы рассеяния [5, 12, 18], особенно около тектонических нарушений, предположительно секущих пегматиты на глубине [11], или долгоживущих, шлейфы около- и надпегматитовых измененных пород [18], зоны гетерогенности в гранитоидах — догранитные дислокации, выраженные цепочками ксенолитов и зонами реликтов догранитных даек, а также набор признаков, отвечающих верхним граничным поверхностям оруденения [20]. Помощь в решении этого вопроса могут оказать гидрогеохимические данные, результаты специальных пьезоэлектрических измерений [7], шлихо-геохимические сведения о типоморфизме минералов шлейфов околопегматитовых измененных пород (ОПИП), а также наличие явно послепегматитовых (секущих) тектонических зон с наложенными на них процессами грейзенизации, мусковитизации, окварцевания, сопровождающихся оловянным и вольфрамовым оруденением. Для вмещающих пород крупных промышленных пегматитовых полей весьма показательно развитие процессов пиритизации (крупные вкрапленники пирита в гранитах) и присутствие несогласного с пегматитами залегания альбит-кальцитовых и кальцит-сульфидных маломощных прожилков.

## ПОИСКИ

Общие поиски в пределах изученного пегматитового пояса проводятся с учетом структурно-тектонических особенностей территории, выявленных в результате проведения геологической съемки.

Системой глубинных разломов северо-западного (I порядка) и субширотного (II порядка) направлений рассматриваемая территория разбита на три крупных блока, отличающихся по тектоническому режиму развития, магматизму, метаморфизму осадочных пород металлогеней.

Влияние региональных структур на локализацию рудных пегматитовых полей выражается в следующем: 1) подавляющая часть пегматитов и других жильных образований сосредоточена в пределах Центрального блока; 2) большинство пегматитов и жильных пород пространственно обособлено и концентрируется в нескольких пегматитоносных зонах, приуроченных к области повышенной трещиноватости; 3) преобладающая часть жильных образований в пегматитоносных зонах образуется в дислокациях оперения разломов II порядка; 4) на размещение рудных полей определенное влияние оказывают скрытые меридиональные поперечные региональные разломы догранитного заложения; 5) в пределах пегматитоносных зон поля и системы жил редкометалльных пегматитов локализуются в узлах пересечения зон трещиноватости с разломами высоких порядков и в крупных ксенолитах и депрессиях кровли гранитов, а также в разрывах догранитного заложения; 6) в региональном плане наблюдается предпочтительная локализация пегматитов в районах развития узкой линейной изоклинальной и дисгармоничной складчатости и их отсутствие в областях развития брахискладчатости. Однозначные признаки связи конкретных гранитоидов с редкометалльными пегматитами отсутствуют. Последние завершают общий ряд магматитов главного интрузивного комплекса пояса: биотитовые граниты первой фазы — двуслюдяные граниты второй фазы — дайковые пояса третьей фазы — ранние простые, безрудные пегматиты — редкометалльные пегматиты. По большинству признаков сподуменовые и альбитовые пегматиты тяготеют к ранней фазе, а микроклиновые — ко второй.

Особого внимания заслуживают контактовые зоны гранитоидного плутона. Среди них по морфоструктурным особенностям различают: простой интрузивный контакт — случай слабого взаимодействия магмы с вмещающими породами (согласный контакт); умеренно усложненный интрузивный контакт, сопровождающийся контаминацией гранитов в зоне небольшой ширины; сложный интрузивный контакт, который характеризуется широким проникновением различных по составу магматических инъекций в боковые породы, развитием мощных зон гибридизма и гранитизации. Следует отметить предпочтительную приуроченность гидротермальных рудопроявлений к простым интрузивным контактам, а редкометалльных — к сложным. При поисках используется также фацциальное соответствие редкометалльных пегматитов, регионального и контактового метаморфизма [10].

На подстадиях детальных поисков и поисково-оценочных работ кроме реализации положений, указанных в разделе прогнозирования и табл. 1, особое внимание следует обращать на признаки, характерные для продуктивных полей. Это пегматитовмещающие тектонические дислокации догранитного заложения, мощные (труднодиагностируемые) зоны надпегматитовых метасоматитов, наличие сложной зональности (в нескольких направлениях с множественным признаком) и полного ряда изменчивости элементов, связь уровней среза жил и свит с характером выклинивания дайковых пород, особенности морфологии жил, свит и др.

Геофизические методы поисков РГП (в том числе и слепых) еще разработаны недостаточно и не дают надежного решения прямой поисковой задачи (за исключением некоторых видов ядернофизических исследований). Они применяются в основном для расшифровки глубинного строения территории.

Грави- и магниторазведка выявляют при общих поисках морфологию интрузивов, тектонические нарушения, зоны ороговикования, крупные

дайковые пояса; при детальных и поисково-оценочных работах в садочных образованиях — контакты интрузий, их апофизы, дайки, зоны ороговикования, тектонические нарушения, свиты пегматитов, в интрузивах — зоны гетерогенности (цепочки ксенолитов и реликтов даек), к которым часто приурочены свиты пегматитов, дайки основных пород.

Пьезоэлектрический метод (ПЭМ) применим в основном при поисково-оценочных работах. Он достаточно уверенно выделяет кварцевые ядра пегматитов и зоны окварцевания.

Аэрогамма-спектрометрическая съемка применяется при общих и детальных поисках с картировочными целями. Наземный профильный вариант может применяться при детальных поисках и поисково-оценочных работах и в меньшей мере для разбраковки простых и редкометалльных пегматитов.

Наземные профильные ядерно-физические методы используются для выявления пегматитов с повышенными содержаниями Sn, Be, Li и ореолов этих элементов. Такие же задачи решают с помощью рентген-радиометрического (РРК — определение Sn), фотонейтронного (ГНК — Be) и нейтрон-нейтронного (ННК — Li) видов каротажа. Проведение поискового бурения необходимо сопровождать просвечиванием межскважинного пространства и ПЭМ в скважинном варианте.

При поисках слепых пегматитов в последние годы используются такие индикаторы скрытого оруденения, как околорегматитовые изменения пород (ОПИП). Эти зоны формируются на продолжении пегматитовых тел по простиранию и восстанию и образуют шлейфы, напоминающие факелы. Ширина надпегматитовых «факелов» ОПИП от 10 до 100 м и более. В их пределах иногда наблюдаются отдельные маломощные (до первых см) прожилки и серии пегматитов, что является наиболее надежным поисковым признаком слепых тел пегматитов. Еще выше по восстанию зоны ОПИП затухают. В таких зонах встречаются и кварцевые прожилки с мусковитом (серицитом), шерлом, арсенопиритом, касситеритом, тулитом, роговой обманкой, хлоритом, пиритом, кальцитом. Намечается следующая вертикальная зональность: кварцевые прожилки с первыми четырьмя минералами в сочетании с околорегматитовой мусковитизацией (серицитизацией) и турмалинизацией распространяются на меньшие расстояния от пегматитов, чем с остальными минералами. На удалении от пегматитов появляется околорегматитовая хлоритизация [18].

ОПИП характеризуются повышенными содержаниями Sn, As, Li, Cs, Rb, Be, Zr и V. Для первых трех элементов содержания в 4—12 раз превышают фоновые. По восстанию зон содержания этих элементов падают до фоновых там, где кончаются «факель» ОПИП. К сожалению, типоморфизм минералов этих зон изучен пока недостаточно.

#### ОЦЕНКА РЕЗУЛЬТАТОВ ПОИСКОВ

Минералого-геохимические методы позволяют осуществлять разбраковку объектов и давать оценку величины их эрозионного среза (табл. 2). Используемые с этой целью различные отношения и коэффициенты получены главным образом по элементам-примесям. Симметричное распределение типоморфных рудообразующих элементов по падению — восстанию (с максимумом в редкометалльной зоне) не позволяет применять их для оценки уровня эрозионного среза пегматитов. В то же время существование положительных связей между всеми рудообразующими элементами привлекается для оценки суммарных коэффициентов их концентрации [6] (см. табл. 1).

В экзогенных ореолах количество значимых положительных связей всегда преобладает над количеством отрицательных, особенно в ореолах

## Минералого-геохимические критерии оценки и поисков редкометалльных гранитных пегматитов изученного пояса

Подстадии поисков	Этапы	Объект исследования	Метод	Оценочные критерии	Простые кварц-полевошатовые	Редкометалльные (микроклин-альбитовые и альбитовые со сподуменом и без него)		
					безрудные, редко с колумбитом и бериллом	надрудная зона	рудная зона	подрудная зона
II III I	O O Пр., O	Рыхлые образования (почва, глубина 15—20 см)	Коэффициент концентрации по рудообразующим элементам	$R_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n ri$	<1,75	>1,75	>1,75	<1,75
II III	O O		Коэффициент зональности	$\frac{Mn^3 \times Zr^2}{Cr^2 \times Co \times Ag \times Ge}$	>5 000 000	5 000 000—300 000	300 000—25 000	<25 000
II III	O O	Блоковый микроклин из пегматитов	Термолюминесценция	$h_1 = 120—270^\circ$	<30 000	>5500 30 000—60 000	5500—300 60 000	<300 <30 000
I II	Пр., O O	Гранат из пегматитов	Коэффициент зональности по гранатам	Ge/Ga Ti/Ca	0,25 10	—	14 4 000	— —
III	O	Пегматиты		$\frac{Ge \times Ti \times Zn}{Ga^2 \times Ca}$	12,5	—	168 000	—
I II III	Пр., O O O	Минералы тяжелой фракции шлихов и протолочек из пегматитов	Мультипликативные и аддитивные отношения содержания минералов	$\frac{\text{ильменит} \times \text{гранат}}{\text{касситерит}^2}$  $\frac{\text{апатит}}{\text{анатаз} + \text{рутил} + \text{брукит}}$  $\frac{\text{турмалин}}{\text{анатаз} + \text{рутил} + \text{брукит}}$	10 <sup>3</sup> —10 <sup>8</sup>  <1  <1	— — —	10 <sup>-2</sup> —10 <sup>-9</sup>  1—8·10 <sup>4</sup>  1—2·10 <sup>4</sup>	— — —

Примечание. I — общие поиски; II — детальные поиски; III — поисково-оценочные работы, Пр, — прогнозирование, O — оценка.

над рудной зоной, в меньшей степени — над безрудными пегматитами.

Для оценки объектов (как по ореолам рассеяния, так и по выходам) можно использовать не только саму величину связи, которая ранее привлекалась для распознавания геологических образов [12], но и отношение суммарных количеств значимых связей разного знака.

Соотношение суммарных положительных и отрицательных ранговых корреляционных связей между содержаниями элементов в блоковом микроклине из безрудных и различных зон редкометалльных пегматитов несхоже. По общему количеству связей выделяется рудная зона, меньше их в надрудной зоне, еще меньше — в безрудных пегматитах. Отношение суммы положительных связей к сумме отрицательных уменьшается от рудной к надрудной зоне и далее, к безрудным пегматитам.

Термолюминесценция и рентгенотермолюминесценция (концентрация центров свечения  $Tl$  и параметр «е» — отношение  $Tl : Al$ ) наиболее информативны среди таких физических характеристик микроклина и кварца пегматитов, как декрепитация, диэлектрическая проницаемость, термолюминесценция, рентгенотермолюминесценция и рентгеноструктурный анализ (параметры  $\Delta_p$  и  $\Delta_z$ ). Свечение  $Tl$  и параметр «е» возрастают от безрудных к рудным пегматитам в 4—8 раз.

С увеличением продуктивности пегматитов резко возрастают значения отношений содержаний элементов  $Ge/Ga$ ,  $Ti/Ca$ ,  $\frac{Ge \cdot Ti \cdot Zr}{Ga^2 \cdot Ca}$  в гранатах.

Наибольшего внимания заслуживает расчет мультипликативных отношений содержаний определенных минералов по данным анализа шлихов и протолочек. При этом наилучшим показателем продуктивности гранитных пегматитов служит отношение

$$M = \frac{\text{гранат} \times \text{ильменит}}{\text{касситерит}^2}$$

Ранжированный по убывающим значениям этого показателя ряд соответствует возрастанию перспективности объектов от безрудных пегматитов к редкометалльным пегматитовым рудопроявлениям и до редкометалльных промышленных пегматитовых тел.

Количественная оценка результатов поисков, основанная на различных частных оценках (они описаны выше), выражается в размерах запасов.

Классификация прогнозных запасов редкометалльных гранитных пегматитов должна отражать различия в степени изученности и масштабах объектов прогноза, состоянии и возможности их геологического и экономического освоения, а также отвечать определенным соотношениям с запасами категории  $C_2$ , специфике геологоразведочных работ на пегматиты и задачам прогнозирования и проектирования (имеются в виду запасы редких элементов —  $Ta$ ,  $Be$  и  $Sn$ , мелкокрапленых руд непрерывного насыщения). Основные положения этой классификации приведены в табл. 3. По существующей практике деления, запасы описываемой территории принадлежат двум группам: первой — в известных месторождениях и проявлениях, сверх категории  $C_2$ ; второй — в районах, где известны промышленные месторождения. По сравнению с запасами категории  $C_2$  собственно прогнозные запасы отличаются большей неоднозначностью оценки условий залегания, формы, качества и распространения пегматитовых тел и выявляются разреженной в два раза сетью пересечений. Подразумевается, что основные параметры по качеству и количеству полезных ископаемых для балансовых прогнозных запасов соответствуют известным, а забалансовые близки к ним. Разделение запасов на балансовые и забалансовые может быть произведено по ориентировочному определе-

## Классификация прогнозных запасов пегматитовых месторождений применительно к условиям описываемого пегматитового пояса

Категория	Достоверность	Группа	Объект (масштаб)	Исходные данные, способы выявления (контуры подсчета) и методы определения
Прогнозные (категория Д)	Устаповленные, слабо изученные	Балансовые	Пегматитовые тела, свиты, однокорневые поля  Пегматитоносные зоны и пояса	Рудопроявления: редкая сеть выработок на поверхности и единичные скважины на глубине при детальнх поисках и поисково-оценочных работах  Месторождения: запасы сверх категории С <sub>2</sub> на глубоких горизонтах (на основании экстраполяции закономерностей); подтвержденные единичными выработками (геометризованные контуры)  Суммарные балансовые запасы всех объектов зон или пояса
		Забалансовые	То же, что и для балансовых прогнозных запасов (для тех же масштабов, но без кондиционных параметров)	
Перспективные ресурсы (категория Е)	Неустановленные, предполагаемые		Пегматитовые тела, свиты, однокорневые поля	Предполагаемые месторождения на основании совокупности данных по благоприятности геологических обстановок, лито-геохимических, шлиховых, других индикаторов скрытого оруденения, свойств и признаков зональности, оценок выходов (не геометризованные контуры)
		Балансовые	Пегматитоносные зоны и пояса	Суммарные балансовые перспективные ресурсы всех объектов пегматитоносных зон и пояса
		Забалансовые	Предполагаемые на основании единичных признаков месторождения (для тех же масштабов)	

нию минимальнопромышленного содержания по известной формуле

$$C_{\text{мп}} = \frac{(P + D + O + H) 100}{(Ta + Be + Sn) K_{\text{н}} (1 - K_{\text{р}})},$$

где  $C_{\text{мп}}$  — минимальнопромышленное содержание;  $(P + D + O + H)$  — затраты на 1 т руды будущего рудника в рублях;  $P$  — на разведку 1 т запасов категории  $C_1$ ;  $D$  — на добычу;  $O$  — на обогащение;  $H$  — накладные расходы — 20% от затрат на добычу и обогащение;  $Ta, Be, Sn$  — цены на 1 т  $Ta_2O_5, BeO$  и  $SnO_2$  в концентрате по прейскурантам 1978 г.;  $K_{\text{н}}$  — коэффициент извлечения (%);  $K_{\text{р}}$  — коэффициент разубоживания (%). Все эти данные берутся из практики добычных предприятий или средние по отрасли.

Подсчет запасов сверх категории  $C_2$  на глубоких горизонтах месторождений и объектах при поисково-оценочных работах производится по методам экстра- и интерполяции. Перспективные ресурсы определяются обычно по методу аналогии — набору признаков сходства объектов подсчета и эталонных (запасы которых утверждены в ГКЗ) с помощью комплексных решающих правил по различным алгоритмам с введением поправочных коэффициентов. При наличии устойчивых аномалий высокой контрастности (интенсивности), сопровождающихся положительными шлихо-геохимическими данными и располагающихся в благоприятных геологических обстановках, возможна количественная интерпретация литогеохимических съемок.

В заключение следует сказать, что для описанного пегматитового пояса основная проблема — поиск скрытых (слепых) месторождений, в первую очередь разработка универсальных методик оценки ОПИП и выходов пегматитовых тел с привлечением методов прикладных минералогии, геохимии и геоморфологии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Айдзердзис Д. Я., Веремеева Л. И. Структурно-геоморфологические методы прогнозирования и поисков месторождений тантала. — В кн.: Геология и методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. М.: изд. ВИЭМС, 1978, с. 3—29.
2. Аристов В. В. Поиски твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 340 с.
3. Архангельская В. В., Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. Вопросы геологии и генезиса пегматитов. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 22. М.: Недра, 1964. 146 с.
4. Бугаец А. И., Дуденко Л. П. Математические методы при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1976. 290 с.
5. Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 464 с.
6. Гаврилов В. И., Малявин Н. Е. К методике построения комплексных геохимических ореолов. — В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Владивосток, 1969, с. 84—91.
7. Геофизические поиски рудных месторождений/Под ред. В. А. Кличникова. Алма-Ата: Наука, 1970. 610 с.
8. Гинзбург А. И. О минералах — геохимических индикаторах и их значении при поисках руд редких металлов в пегматитах. — Докл. АН СССР, 1954, т. 98, № 2, с. 265—269.
9. Гинзбург А. И. Вертикальная зональность редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидами. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Недра, 1976, с. 81—93.
10. Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 263 с.
11. Григорян С. В., Виноградова Н. А., Егоров А. П., Ротанкова Т. В. Литохимические методы поисков редкометалльных пегматитов (методические рекомендации). М.: изд. ИМГРЭ, 1976. 63 с.
12. Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М.: Недра, 1968. 211 с.
13. Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 137 с.

14. Костерин А. В. Шлихо-минералогический и шлихо-геохимический методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1972. 147 с.
15. Леонтьев А. Н. Пространственные отношения редкометалльных гранитов, пегматитов и гидротермалитов. М.: Недра, 1972. 163 с.
16. Лопатников В. В., Пушко Е. П. Эволюционные типы гранитоидных интрузий и их рудоносность. Матер. II конф. молодых геологов КазССР. Усть-Каменогорск, 1970, с. 15, 16.
17. Макагон В. М., Несмелов Г. Т., Полетаев И. А., Шмакин Б. М. Экзоконтактные изменения и геохимические аномалии вокруг пегматитовых жил с тантал-цезиевой специализацией. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 6, с. 1468—1472.
18. Маринкин О. С., Маринкина Н. Н., Губайдуллин Р. А. и др. Околопегматитовые измененные породы как один из индикаторов скрытого оруденения. — В кн.: Петрология рудоносных метасоматитов. Фрунзе, 1980, с. 100, 101.
19. Методическое руководство по геологической съемке М 1 : 50 000. Т. 1,2/Под ред. А. С. Кумпана. Л.: Наука, 1974. 513 с.
20. Пушко Е. П., Садовский Ю. А. О вертикальном размахе и граничных поверхностях редкометалльного оруденения в пегматитах. — Геол. рудных месторожд., 1979, № 4, с. 28—42.
21. Садовский Ю. А. О зональности полей редкометалльных гранитных пегматитов. — Вестн. АН КазССР, 1964, № 6, с. 46—51.
22. Садовский Ю. А. Симметрия рудных полей как функция их структуры. Тезисы докладов совещания «Симметрия структур геологических тел». М.: изд. ВСЕГЕИ, 1976, с. 68—71.
23. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
24. Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Наука, 1972. 167 с.

*Казахский научно-исследовательский институт  
минерального сырья*

**В. Е. Загорский, В. М. Макагон**

### **НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ ОРЕОЛОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ**

Внедрение геохимических методов в практику поисково-разведочных работ на редкометалльные пегматиты осуществляется явно неудовлетворительными темпами. По сути дела, целенаправленные опережающие геохимические работы — а именно они дают наибольший эффект — нигде в полях редкометалльных пегматитов не проводились. Как правило, дело не идет далее опытно-методических работ, несмотря на их весьма положительные результаты во многих районах страны. На стадии детальных поисково-разведочных работ использование геохимических методов сдерживается разрывом во времени, и нередко значительным, между опробованием и получением аналитических результатов, особенно в закрытых районах, где для геохимического опробования по первичным ореолам необходимо проходить горные выработки либо сеть мелких скважин. В этих случаях на практике обычно предпочтение отдается более дорогому, но сразу дающему конкретную информацию разбуриванию месторождения по сети.

Затрудняют внедрение геохимических методов также значительные вариации особенностей эндогенных ореолов на разных месторождениях и даже в пределах одного пегматитового поля в зависимости от геолого-тектонической обстановки, состава и специфики процессов формирования пегматитов, состава и свойств вмещающих пород.

Вместе с тем совершенствование геохимических методов возможно лишь при условии дальнейшего углубления знаний об эндогенных ореолах, значение которых не ограничивается лишь их поисковым аспектом.

Имеется довольно большое количество работ, посвященных эндогенным ореолам редкометалльных пегматитов [1, 3, 5, 8, 11—13, 19, 27], под

которыми мы понимаем как минеральные ореолы или зоны измененных пород, так и элементные или первичные ореолы рассеяния. Те и другие генетически неразрывно связаны между собой. Однако во многих, в том числе и в опытно-методических, работах исследуется лишь «элементный», чисто геохимический аспект эндогенных ореолов, тогда как минералогическая сторона вопроса остается совершенно не изученной или изучена очень слабо. Вместе с тем именно она оказывается, как правило, наиболее информативной для понимания закономерностей формирования ореолов пегматитов.

Следует помнить, что геохимическая эволюция вмещающих пород в полях редкометалльных пегматитов не ограничивается только синпегматитовыми процессами. Геохимические аномалии здесь полигенны [8], так же как и в полях гидротермальных рудных месторождений [26]. Очень важно как с теоретической, так и с практической точки зрения выделить синпегматитовую составляющую в той интегральной картине полей аномальных концентраций, которую мы получаем при геохимическом изучении вмещающих пегматиты пород, претерпевших до-, син- и постпегматитовые преобразования.

### ДОПЕГМАТИТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ

В некоторых полях продукты допегматитовых процессов изменения пород развиты очень широко. Они могут быть представлены разнообразными по составу метасоматитами — амфиболовыми, диопсидовыми, биотитовыми, биотит-кварцевыми. В связи с изучением ореолов редкометалльных пегматитов наибольший интерес представляют линейные зоны биотитизации в основных породах, являющиеся продуктом кремнещелочного метасоматоза, близкого по химической направленности к процессу гранитизации [15, 24]. С ними связаны аномалии редких щелочных элементов. Допегматитовый возраст таких зон не вызывает сомнения, так как их пересекают пегматитовые жилы. Более высокотемпературны по сравнению со сходными синпегматитовыми образованиями из ореолов пегматитов допегматитовые биотитовые метасоматиты [16]. Обычно аномалии редких щелочей, обусловленные допегматитовыми процессами, мало контрастны [15] (табл. 1, поле I). Однако иногда (как это имеет место на одном из месторождений сподуменовых пегматитов Сибири) они могут быть проявлены очень интенсивно, вплоть до образования линз анхимономинеральных биотитовых слюдитов с высокими содержаниями редких щелочей среди углистых сланцев.

Процессы допегматитовой биотитизации, порождающие «ложные» аномалии редких щелочей, затрудняют поиски пегматитов по их ореолам, так как в последних вторичный биотит, концентрирующий эти элементы, служит одним из наиболее характерных минералов-индикаторов редкометалльных пегматитовых жил во вмещающих породах. К увеличению содержания во вмещающих породах Li в 1,5—3 раза могут приводить также допегматитовые региональные процессы актинолитизации, жедритизации [3].

Л. Н. Овчинников с соавторами [21] кроме регионального метасоматоза (биотитизация, мусковитизация), который они относят к поздне-складчатому этапу, выделяют еще локальный, так называемый трещинный метасоматоз (биотитизация) орогенного этапа, предшествующий образованию пегматитов. При этом сами пегматиты рассматриваются как продукты отраженной щелочности завершающего этапа гидротермального кремнещелочного метасоматоза кальциево-магнезиальных пород [20].

Таблица 1

Средние содержания К (%), Li, Rb, Cs (г/т) и индикаторные отношения во вмещающих породах пегматитовых полей с ведущей танталовой (I) и комплексной тантал-литий-цезиевой (II) специализацией

Поле	Этап	Породы	К	Li	Rb	Cs	К/Cs	К/(Rb+Cs)
I	Допегматитовый	Амфиболиты за пределами поля	0,31	17	10	4	776	188
		Неизмененные «фоновые» амфиболиты в пределах ореола поля	0,30	50	17	6	500	150
		Амфиболиты в зонах допегматитовой биотизации	0,89	78	26	8	1100	280
	Синпегматитовый	Амфиболиты в сфере влияния пегматитов	0,69	315	250	220	31	16
		«Условно неизмененные» амфиболиты из внешних зон околожильных ореолов	0,28	270	85	16	174	35
		Гольмквиститизированные амфиболиты с редким биотитом	0,25	500	124	48	52	18
		Биотизированные амфиболиты	0,80	500	1150	810	9,8	4,8
		Слюдиты	5,80		22000	12500	4,6	1,7
		Хлоритолиты	0,21	1000	107	110	19	15
II	Допегматитовый	Неизмененные «фоновые» амфиболиты и биотит-амфиболовые сланцы	1,25	144	73	19	658	135
		Неизмененные «фоновые» биотитовые сланцы	2,60	175	150	40	650	136
	Синпегматитовый	Слабо биотизированные амфиболиты	0,71	400	240	530	13	9,2
		Гольмквиститизированные с биотитом амфиболовые породы	0,78		545	1450	15	3,9
		Интенсивно биотизированные амфиболовые породы	2,22		3100	9000	2,5	1,8
		Слабо измененные биотитовые сланцы	2,92	500	320	515	57	34
		Интенсивно измененные биотитовые сланцы	3,22		1300	1750	19	11
		Турмалинитовые оторочки	1,22	500	720	1060	12	6,9

В полях, где вариации минерального и химического составов вмещающих пород незначительны, выявляются мало контрастные (см. табл. 1, поле I), но устойчивые в очень большом объеме, объединяющем все редкометалльные пегматитовые жилы, аномалии редких щелочей (чаще всего Li) также допегматитового, точнее, уже предпегматитового возраста. Это ореолы пегматитовых полей в целом. Они не сопровождаются появлением новых минералов-концентраторов, а обусловлены лишь изоморфным вхождением щелочных элементов в амфиболы (Li) и слюды (Li, Rb, Cs) вмещающих пород [8]. Для них характерна низкая дисперсия содержаний, особенно в однородных породах. Ореолы пегматитовых полей формируются, по-видимому, под воздействием газовых эманаций, имеющих общий источник с пегматитовыми расплавами-растворами, но опережающих последние. Генетически они в известной мере сходны с эманационными ореолами интрузий [26]. Но в отличие от последних ореолы пегматитовых полей фор-

мировались в пределах ослабленных зон, отличающихся повышенной проницаемостью как в предпегматитовый, так и в собственно пегматитовый этапы развития единой магматической системы.

Ореолы поля можно использовать при поисковых работах для оконтуривания полей, а в случаях проявления интенсивной постпегматитовой тектоники (как это имеет место, например, на одном из полей танталосодержащих пегматитов Сибири, приуроченных к крупному телу ортоамфиболитов) также и для разработки тектонических блоков в пределах поля на перспективные и неперспективные в отношении редкометалльных пегматитов.

Ореол поля — это фон, на который затем накладываются синпегматитовые процессы преобразования вмещающих пород, приводящие к образованию минеральных и элементных ореолов собственно пегматитовых жил.

### МИНЕРАЛЬНЫЕ ОРЕОЛЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

**Характеристика минеральных ореолов.** В экзоконтактах редкометалльных пегматитов наблюдается широкий круг новообразованных минералов — щелочной амфибол, эпидот, цоизит, микроклин, кальцит, сфен, альбит, сульфиды. Еще более характерные минералы ореолов — мусковит, апатит и флюорит, но наиболее типичны литий-железо-магнезиальные слюды, гольмквистит, турмалин, литиевые хлориты.

Особенности минеральных преобразований вмещающих пород в разных полях могут существенно различаться. Более того, последовательность их может быть неодинаковой в связи с различным ходом процессов кристаллизации и изменения пегматитов. Дело в том, что в подавляющем большинстве полей отчетливо выделяются магматический и послемагматический этапы формирования редкометалльных пегматитов, но роль каждого из них, а также значение и последовательность стадий послемагматического этапа далеко не всегда идентичны. В некоторых полях вслед за магматическим этапом следует стадия гидролиза — образования метасоматических ассоциаций с преобладанием кварца и мусковита, которая предшествует на послемагматическом этапе стадии метасоматической альбитизации. В других же полях аналогичный по своей сути гидролизу процесс грейзенизации развивается позже формирования альбитовых зон, что обусловлено высоким потенциалом Na в расплаве-растворе, обеспечивающим первичную кристаллизацию основной массы альбита еще на позднемагматическом этапе. Это находит свое отражение и при формировании ореолов.

В экзоконтактах пегматитов минеральные преобразования *стадии гидролиза* определяются активностью летучих компонентов ( $H_2O$ , B, P) при пониженной щелочности растворов и выражаются в мусковитизации плагиоклаза и биотита, новообразовании турмалина, апатита. Эти изменения наиболее характерны для биотитовых, андалузит-биотитовых и других слюдястых сланцев.

Самыми типичными экзоконтактовыми изменениями редкометалльных пегматитов любых типов являются процессы развития гольмквистита, слюд ряда биотит — циннвальдит, литиевого хлорита. Опыт изучения эндогенных ореолов редкометалльных пегматитов разных типов приводит к выводу, что процессы ослюденения, гольмквиститизации и хлоритизации (литиевый хлорит) коррелируются по времени главным образом со *стадией формирования в пегматитах альбитовых зон* независимо от способа образования последних. В пользу этого заключения свидетельствуют, во-первых, перечисленные выше минеральные изменения и связанные с ними элементные ореолы, которые будут описаны ниже, развиты как около калишпат-, петалит-, слодумен-, поллуцитсодержащих пегматитовых жил с развитыми альбитовыми зонами, так и около тел, целиком сложен-

ных кварц-альбитовым пегматитом; во-вторых, при преимущественном развитии альбитовых зон в лежащем боку пологих жил интенсивность экзоконтактных процессов, размеры и контрастность ореолов выше со стороны лежащего, а не висячего контакта жил.

Четкие зональные метасоматические колонки в экзоконтактах жил относительно редки и наблюдаются лишь в однородной вмещающей среде, чаще всего в массивных амфиболитах, где мощность ореолов обычно минимальна. В одностадийных колонках внешние зоны слабой перекристаллизации пород последовательно сменяются зонами гольмквиститизации, ослоденения (биотит — цинвальдит), реже хлоритизации. В отдельных разрезах та или иная зона может выпадать. Часты ореолы, представленные одной из зон, например зоной хлоритизации или биотитизации ослоденения.

В приконтактных зонах интенсивных метасоматических преобразований вмещающих пород возникают специфические биотит-гольмквиститовые метасоматиты и анхимономинеральные породы — слюдиты, реже, в отдельных полях, — хлоритолиты [7]. Слюдиты и хлоритолиты часто содержат флюорит (до 10%). Оторочки анхимономинеральных метасоматитов прерывисты. В полях широкого развития хлоритолитов и слюдитов наблюдается частая, без какой-либо закономерности относительно состава пегматитов, взаимозаменяемость этих пород в экзоконтактах по падению и простиранию пегматитовых жил. Изучение первичных включений в минералах методом гомогенизации показало, что эти породы формировались при одинаковой температуре. Все это позволяет рассматривать хлоритолиты и слюдиты как фациальные аналоги, формирующиеся в условиях различных соотношений активностей  $H_2O$ , F и щелочей [7]. Круг фациальных разновидностей метасоматитов, формирующихся в щелочную стадию, не ограничивается только этими породами. К ним могут быть отнесены гольмквистит-биотитовые, цоизит-биотитовые и другие разновидности приконтактных метасоматитов.

Описанные минеральные преобразования вмещающих пород весьма характерны для амфиболитов и амфиболсодержащих сланцев. В слюдистых сланцах на этой же стадии происходит интенсивная перекристаллизация первичного биотита, реже — новообразование литий-железо-магнетизальных слюд на контактах с жилами.

В более позднюю стадию грейзенизации в экзоконтактах формируется кварц-мусковит-турмалиновая ассоциация вплоть до образования непосредственно на контактах маломощных (2—7 см) оторочек анхимономинеральных турмалинитов, часто накладывающихся на слюдиты и хлоритолиты. В некоторых случаях преобразования этой стадии выражаются в осветлении вторичных экзоконтактных слюд с изменением их состава в сторону фенгит-мусковита [9].

Состав вмещающих пород оказывает активное буферное действие на развитие продуктов той или иной стадии метасоматических процессов. Особенно наглядно это проявляется в случаях залегания пегматитовых жил в толщах переслаивания контрастных по составу пород. В результате около одного и того же тела в основных амфиболовых сланцах и амфиболитах интенсивно проявляются процессы развития гольмквистита, биотита — цинвальдита, литиевых хлоритов, тогда как в более кислых слюдистых сланцах гораздо интенсивнее реализуются процессы стадии гидролиза, грейзенизации (мусковитизация, турмалинизация\*).

\* Следует отметить, что в некоторых полях турмалин может развиваться и в щелочную стадию совместно с биотитом при наличии В в растворах, а также в связи с гранитообразованием (ореол турмалина около гранитного массива) или поздними кварцевыми прожилками. Видимо, для этих полей характерно поступление В в зоны минералообразования на всех этапах преобразования пород.

**Практическое значение минеральных ореолов.** Размеры минеральных ореолов в различных полях варьируют очень широко — от нескольких десятых долей до нескольких десятков метров — в зависимости от структурно-текстурных особенностей и состава вмещающих пород, характера их трещиноватости, особенностей процессов формирования пегматитовых тел и интенсивности их оруденения. Минеральные ореолы — важный поисковый признак редкометалльных пегматитов. Они могут быть выявлены как при изучении шлифов, так и визуально. Весьма эффективно, особенно в однородных по составу породах типа амфиболитов, оперативное (в процессе проходки скважин, выработок) изучение под биноклем проточек проб. Наличие ореолов типичных околожильных минералов — гольмквистита, биотита — циннвальдита, турмалина, хлорита — позволяет еще до получения результатов анализа геохимических проб решить вопрос о направлении дальнейших горных или буровых работ. Опыт изучения одного из месторождений Сибири, залегающего в амфиболитах, показал, что эффективность выявления минеральных ореолов по протолочкам выше, чем по шлифам, особенно в участках слабых минеральных преобразований, так как редкие чешуйки вторичного биотита или зерна гольмквистита не всегда попадают в шлиф, тогда как протолочкой можно охарактеризовать сразу интервал в несколько метров (при «пунктирном» отборе сколков породы).

Определенные затруднения при таком минералогическом изучении вмещающих пород могут возникать в связи с развитием в них аналогичных минералов, не сингенетичных пегматитам, например в зонах допегматитовой биотитизации. Однако при известном опыте работы синпегматитовые генерации минералов обычно можно отличить по ряду признаков — форме, размерам, цвету. В сомнительных случаях пробы с такими минералами должны в первую очередь подвергаться геохимическому анализу, позволяющему надежно отличать синпегматитовые изменения вмещающих пород от изменений, не связанных генетически с пегматитами.

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

**Характеристика ореолов.** Все исследователи, непосредственно занимающиеся изучением околожильных ореолов, единодушно отводят главную роль редким щелочным элементам как геохимическим индикаторам редкометалльных пегматитов во вмещающих породах [1, 3, 5, 8, 11—13, 19]. Именно они образуют наиболее широкие, контрастные и устойчивые ореолы. Практически любое редкометалльное пегматитовое тело сопровождается экзоконтактовыми аномалиями редких щелочей, параметры которых, естественно, не постоянны. Кроме Li, Rb, Cs аномалии образуют также В, F, Sn, Tl, реже Be, P, As, Sb, W, Bi, Ta, Nb. Однако, как правило, аномалии этих элементов эпизодичны, прерывисты и даже непосредственно на контактах в зонах максимальных изменений фиксируются далеко не всегда.

Кроме перечисленных выше в качестве индикаторов редкометалльных пегматитов называется большая группа элементов, образующих якобы устойчивые отрицательные аномалии (ореолы) вокруг жильных тел, — Ba, Sr, Cr, V, Ni, Co, Cu, Pb, Zn и другие [12, 18]. Авторы настоящей работы располагают обширным материалом (более 3000 проб) по распределению названных элементов в редкометалльных полях Сибири, в том числе и в тех, для которых такие ореолы описаны [18]. Рассмотрим их на примере детально изученного поля танталоносных пегматитов, залегающих в крупном теле ортоамфиболитов (табл. 2,3; рис. 1).

Таблица 2

Распределение аномалий (с вероятностью 0,95) различных элементов относительно пегматитов

Пробы*		Ba'	Sr	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	Cr
Положительно аномальные	Из узких приконтактовых зон	101	91	127	77	12		15	47
	Вдали от пегматитов	69	84	108	90	10	6	28	15
Отрицательно аномальные	Из узких приконтактовых зон	10	31	67	14	28	37	16	3
	Вдали от пегматитов	9	46	126	12	18	17	15	1

\* Всего 1000 проб.

Сравнение различных типов измененных пород показывает, что действительно наблюдается тенденция к снижению содержаний Cu, Co, Ti, Zr в анхимономинеральных слюдитах непосредственно на контактах с жилами. Но даже в этих случаях уверенные отрицательные аномалии фиксируются далеко не всегда.

Как видно из табл. 3, в приконтактовой зоне наиболее интенсивных преобразований шириной 1 м средние содержания подавляющего большинства элементов не ниже, а, наоборот, выше фоновых. По результатам экспрессного спектрального анализа для V и Ti в пределах поля вообще не установлено концентраций, которые можно было бы уверенно отнести к аномалиям (как положительным, так и отрицательным). Согласно табл. 2, для Sr, Zn, Cr и особенно Ba более свойственны положительные, чем отрицательные аномалии. Количества положительных и отрицательных аномалий Pb и Ni очень близки, причем отрицательные аномалии Pb гораздо более характерны для участков на удалении от жил, чем в приконтактовых зонах (см. табл. 2). Около большинства пегматитовых тел аномалии любого знака для перечисленных элементов отсутствуют. Типичный график распределения элементов, образующих якобы ореолы «выноса» в экзоконтактах пегматитов, приведен на рис. 1.

Отсутствие закономерностей в распределении аномалий элементов, причисляемых некоторыми исследователями к «группе выноса», относительно жильных тел свидетельствует о связи их с процессами, не имеющими касательства к формированию пегматитов. Это различные до- и постпегматитовые изменения вмещающих пород, в первую очередь эпидотизация, карбонатизация, окварцевание и другие, характерные для многих полей редкометалльных пегматитов. Не случайно, например, что на одном и том же украинском месторождении Pb и Mo, по данным Н. А. Виноградовой [18], образуют отрицательные ореолы, а согласно М. А. Зубову [12], — положительные.

Таблица 3

Средние содержания элементов (г/т) в экзоконтактах танталоносных пегматитов одного из полей Сибири

Зона, число проб	Ba	Sr	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	Cs	V
Фон, 75	62	70	2	87	36	24	17	16	124
0—1 М, 272	158	178	18	175	50	21	23	32	113

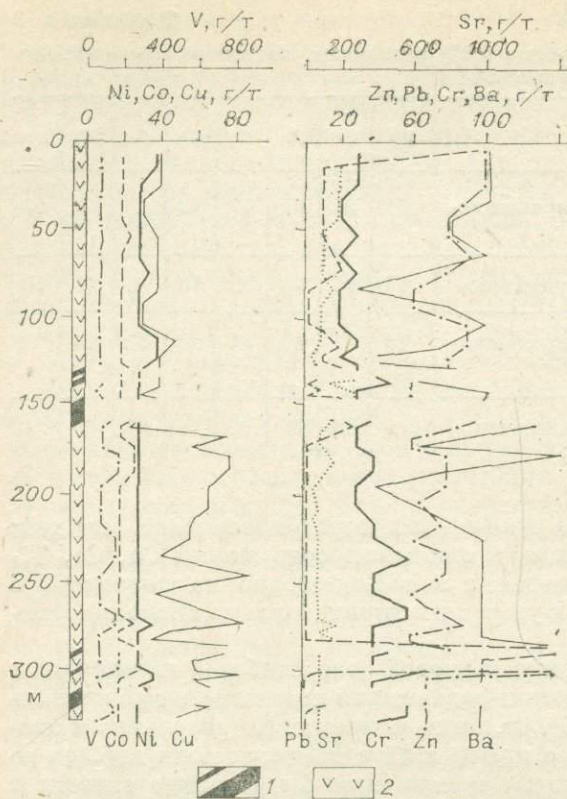


Рис. 1. Распределение V, Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Cr, Sr, Ba в экзоконтактах пегматитов, залегающих в амфиболитах.

1 — пегматитовые жилы, 2 — амфиболиты.

Характер распределения ореолообразующих элементов определяется минералого-петрографическими особенностями ореолов. В зонах гольмквиститизации формируются аномалии Li. В биотитизированных породах кроме Li накапливаются Rb, Cs, в меньшей степени Sn, Tl, достигая максимальных значений в анхимономинеральных слюдах, являющихся специфическими рудами редких щелочных металлов. С ними обычно связаны также аномалии As, Sb, W, Bi, Ta, Nb. В апатит- и флюоритсодержащих слюдах постоянно высокие содержания соответственно Р и F. Последний концентрируется

не только во флюорите, но также и в слюдах — протолитионите, циннвальдите.

В зависимости от геохимической специфики пегматитов слюдиты характеризуются различными соотношениями редких щелочей. Кроме наиболее широко известных цезиевых биотитовых слюдитов в связи с поллукитоносными пегматитами [19, 22] выделяются цезий-рубидиевые ( $Li:Rb:Cs = 1,5:6,5:3,0$ ) протолитионит-циннвальдитовые (с содержаниями Rb до 3%) в экзоконтактах танталоносных пегматитов, цезий-литий-рубидиевые ( $Li:Rb:Cs = 3,4:4,0:2,5$ ) апатит-циннвальдитовые и рубидий-цезиевые ( $Li:Rb:Cs = 0,3:2,0:7,7$ ) флюорит-биотитовые разновидности этих пород в полях комплексного типа [7].

С экзоконтактовыми зонами хлоритизации связаны главным образом аномалии Li, реже Rb и Cs, иногда высококонтрастные аномалии F (флюорит). В турмалинизированных породах накапливается В.

В массивных породах типа амфиболитов размеры ореолов меньше, а контрастность их, наоборот, выше, чем в сланцах. Это связано не только с различиями в характере трещиноватости пород, но и с кристаллохимическими особенностями амфиболов и слюд, определяющими возможности изоморфного вхождения в них щелочных элементов, а также летучих компонентов. Этот вопрос детально рассмотрен А. И. Гинзбургом с соавторами [2].

Изоморфное вхождение редких щелочей в породообразующие минералы обуславливает большие размеры их ореолов по сравнению с минеральными ореолами. Для Li, в частности, в этом можно убедиться даже на примере амфибола — минерала с очень низкой изоморфной емкостью в отношении редких щелочей (табл. 4). В роговых обманках из фоновых проб амфиболитов, отобранных в пределах ореола поля в целом, концентрации Li не превышают 30 г/т, тогда как в «условно неизмененных» (перекристал-

## Содержания Li (г/т) в роговой обманке из пород танталоносного пегматитового поля

Характеристика породы	Расстояние от пегматита, м	Li
Амфиболит за пределами пегматитового поля	700	Сл.
То же	700	8
» »	700	6
Неизменный («фоновый») амфиболит в пределах ореола поля		Сл.
То же	100	20
	120	30
«Условно неизменный» амфиболит из внешней («изоморфной») зоны околожильного ореола	1,6	260
	1,0	240
	7,3	280
Биотитизированный амфиболит	0,5	390
» »	1,0	320
	0,1	370
	0,1	370
Гольмквиститизированный амфиболит	1,6	350
То же	2,0	370

лизованных) амфиболитах из внешних зон околожильных ореолов они возрастают на порядок (240—280 г/т), а в зонах, где появляются вторичные биотит и гольмквистит, Li в роговой обманке еще больше (320—390 г/т). «Изоморфную» природу имеет и ореол Li пегматитового поля в целом.

**Методические аспекты использования ореолов.** При поисках пегматитовых жил особо важное значение приобретают периферические слабоконтрастные зоны околожильных ореолов как наиболее удаленные от жильных тел. В связи с этим возникает проблема разбраковки слабоконтрастных аномалий, так как последние могут быть и «ложными», обусловленными, например, допегматитовыми процессами кремнекальцевого метасоматоза (биотитизация) либо минеральным составом отдельных прослоев в пачках переслаивания различных по составу вмещающих пород. Опыт показывает, что наиболее простой и надежный критерий разбраковки аномалий — величины отношений K к редким щелочным элементам —  $K : Rb$ ,  $K : Cs$ ,  $K : (Rb + Cs)$ . В околожильных ореолах эти величины всегда (даже в случаях только литиевых ореолов) значительно меньше, чем в «ложных» аномалиях. Это обусловлено тем, что Rb и Cs входят в минералы на позиции K, а синпегматитовые процессы в отличие от процессов, не связанных с формированием пегматитов, приводят к накоплению в породах редких щелочей относительно K, причем в тем большей степени, чем интенсивнее проявлены эти процессы (см., в частности, табл. 1). Для каждого из полей области значений индикаторных отношений, соответствующие околожильным ореолам и «ложным» аномалиям, индивидуальны и определяются опытным путем.

Примечательно, что в неизменных «фоновых» породах разного состава, существенно различающихся по содержаниям K и редких щелочей, значения индикаторных отношений одинаковы (см. табл. 1, поле II), т. е. колебания фона для этих отношений в пределах поля очень низки, что важно в методическом аспекте. Поиски пегматитов было бы эффективнее всего вести по ореолам низких значений индикаторных отношений K к редким щелочным элементам, наиболее чутко реагирующих на процессы синпегматитовых преобразований вмещающих пород. Однако для этого нет достаточно экспрессной методики определения K в породах.

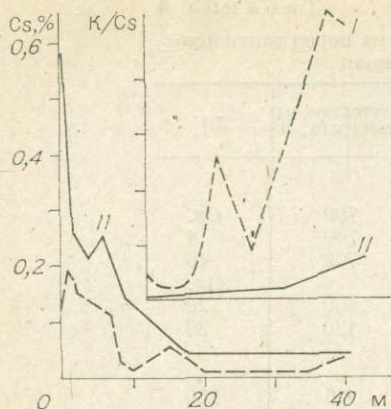


Рис. 2. Распределение Cs и отношение K/Cs в экзоконтактах жил с литевой (I) и комплексной (II) специализацией.

Индикаторные отношения K/Rb и K/Cs во вмещающих породах могут использоваться (при наличии изученных эталонных объектов) и для оценки специализации пегматитовых жил. Так, в одном из полей Сибири, в котором развиты сподумен-калишпат-альбитовые жилы с литий-танталовым оруденением и калишпат-альбитовые со сподуменом и поллуцитом пегматиты, несущие комплексное тантал-литий-цезиевое оруденение, уровни значений K/Cs в экзоконтактах поллуцитонесущих жил существенно ниже, чем около жил первого типа (рис. 2). С этой же целью могут использоваться и соотношения редких щелочей в ореолах. Так, содержания Cs, соизмеримые с содержаниями Li и Rb в ореолах, и особенно преобладание Cs над Rb в зонах биотитизации служат признаком цезиевого оруденения. В ореолах же танталонесущих пегматитов обычно наблюдаются высокие концентрации Li и Rb, но относительно низкие — Cs.

Параметры околожильных ореолов (размеры, контрастность, дисперсия содержаний, морфология) в разных полях различны и определяются составом и структурно-текстурными особенностями вмещающих пород, характером их трещиноватости, спецификой состава и особенностями процессов формирования пегматитов. В общем случае в сланцевых толщах ореолы имеют гораздо более сложную форму, большие размеры, но меньшую контрастность, чем в массивных основных породах типа амфиболитов. Нередки случаи, когда ореолы контрастны, но узки, либо имеют достаточно большие размеры при низкой контрастности. В связи с этим понятно стремление некоторых авторов [18] к использованию метода мультипликативного усиления ореолов. Однако формальный (без достаточно критического анализа генетических особенностей ореолов) подход к методике их изучения может привести к ошибкам, дискредитирующим геохимический метод поисков редкометалльных пегматитов.

Как известно, условием успешного использования мультипликативного варианта ореолов является отсутствие значимых положительных корреляционных связей между элементами в фоновых выборках и наличие таковых в ореолах. При перемножении содержаний нескольких элементов случайные их флуктуации сглаживаются, тогда как слабые, но закономерные сигналы усиливаются. Изучение фоновых выборок неизменных пород, даже таких как амфиболиты, показывает, что для редких щелочей коэффициенты корреляции значительно превышают критические значения при очень высоких доверительных уровнях (0,99 и выше). В таких условиях неизбежно увеличение количества ложных мультипликативных аномалий, обусловленных вариациями первичного состава вмещающих пород. Особенно это характерно для различных слюдистых гнейсов и сланцев, в которых тесная связь редких щелочей обусловлена преимущественным изоморфным концентрированием их в одних и тех же минералах, чаще всего в биотите. Количество же последнего даже в одной разновидности пород может варьировать довольно существенно.

В некоторых зонах ореолов корреляционные связи элементов не только не усиливаются, но даже ослабляются, например между Li и Rb, Li и Cs при гольмквиститизации амфиболитов, так как Rb и Cs практически не допускаются в решетку гольмквистита. При этом формируются

ореолы Li, более информативные, чем мультипликативные ореолы редких щелочей.

В зависимости от конкретных условий в разных полях околожилные ореолы имеют разное поисковое значение. В одних случаях их можно использовать для поисков отдельных пегматитовых тел, в других — для поисков жильных серий, которые располагаются в пределах мощных зон аномальных концентраций, образующихся при слиянии ореолов сближенных пегматитовых тел. Поиски отдельных жил в пределах этих зон затруднены или невозможны, но они обычно и не нужны, так как объект поиска здесь — жильная серия.

При поисках редкометалльных пегматитов главными элементами, безусловно, являются редкие щелочи — Li, Rb, Cs. Причем нет необходимости в относительно дорогостоящем анализе методом фотометрии пламени (за исключением тех случаев, когда возникает потребность в разбавке слабokonтрастных аномалий с привлечением данных о содержании K в породах). Применительно к поискам пегматитов по их ореолам — не только редкометалльных, но и слюдоносных — блестяще зарекомендовала себя достаточно высокочувствительная экспрессная модификация спектрального анализа на редкие щелочи с введением пробы в дуговой разряд методом просыпки. Относительная ошибка определения концентраций (воспроизводимость) метода около 30%.

### ВОПРОСЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРЕОЛОВ

При изучении эндогенных ореолов большое значение обычно придают вопросам их зональности. Причем иногда эти вопросы решаются на примере какой-либо одной жилы или даже отдельных разрезов с последующим распространением полученных результатов на изучаемый объект вообще. При этом в ранг зональности может быть возведена любая неоднородность изученного поля концентраций. Таким образом, само понятие зональности требуется уточнить. Под термином «зональность ореолов» мы понимаем *закономерные взаимосвязанные изменения поведения элементов в заданном направлении (векторе), устойчивые для изучаемого типа (месторождения) пегматитов*. Только в этом случае зональность ореолов может использоваться для прогнозов при поисково-разведочных работах.

Зональность может быть: вкrest простирания пегматитовых жил, т. е. по нормали к контактам последних независимо от их положения в пространстве (поперечная); по простиранию пегматитовых тел (продольная); по падению пегматитовых тел; вертикальная. В случае вертикальных и крутопадающих жил зональность по падению можно рассматривать как вертикальную. Однако их следует различать в полях с располагающимися одна над другой сериями пологозалегающих жильных тел.

Поперечная зональность наиболее характерна для описываемых ореолов. Однако она не одинакова для любых редкометалльных пегматитов и может определяться как их типом, так и составом вмещающих пород, проявляясь как в минеральных, так и в элементных ореолах.

О зональности минеральных ореолов уже говорилось выше. Смена зон перекристаллизации амфиболитов зонами гольмквиститизации и ослюденения в направлении к пегматитам обуславливает более широкие ореолы Li по сравнению с ореолами Rb и Cs, концентрирующихся главным образом в зонах ослюденения. Но даже если зона гольмквиститизации и выпадает из колонки, Li, изоморфно входящий во внешних зонах перекристаллизации в амфибол, образует более широкий ореол, чем Rb и Cs. Во внутренних зонах ослюденения параллельно с возрастанием роли Rb и Cs в качестве ореолообразующих элементов появляются F, Sn, а в непосредственно экзоконтактных зонах круг их еще более расширяется (Be, Ta,

Nb и др.). В описанной зональности коэффициенты контрастности всех элементов возрастают в направлении к жильным телам. Картина зональности усложняется в случаях развития на контактах зон хлоритизации или турмалинизации с относительно низкими коэффициентами концентраций Li и особенно Rb и Cs.

В различных биотитсодержащих сланцах, где возможности изоморфного вхождения всех редких щелочей в биотит близки, на характер зональности более существенное влияние, чем в амфиболитах, оказывает тип пегматита. Так, в полях пегматитов с комплексным Ta — Li — Cs-оруденением редкие щелочи по размерам и контрастности ореолов образуют ряд  $Cs > Li > Rb$ . В полях с ведущей литиевой минерализацией (сподумен) на первое место перемещается Li.

В общем случае чем однороднее вмещающая среда, тем устойчивее элементы зональности ореолов. В полях, приуроченных к толщам с частым переслаиванием различных по составу пород, поперечная зональность устанавливается далеко не всегда.

На некоторых месторождениях с большой протяженностью жильных тел (серий) выявляется продольная зональность, выражающаяся в закономерном изменении интенсивности и соотношений различных экзоконтактовых изменений вмещающих пород, ширины и контрастности ореолов рассеяния и соотношений в них элементов по простирацию пегматитовых жил (серий). Пример такой зональности описан для главного участка одного из полей танталосных пегматитов, представленных очень протяженными (до 1,5—2 км) пологозалегающими в амфиболитах одна над другой пластинообразными жилами [6]. В данном случае уже по соотношению продуктивностей редких щелочей (табл. 5) видна доминирующая роль Li в ореолах западной части поля, тогда как в его центральной части ведущими элементами являются Rb и Cs, в восточной роль Cs вновь резко понижается, а Li, наоборот, возрастает. Однако выявленные закономерности на других участках этого же поля уже не выдерживаются.

На наличие продольной зональности ореолов для двух полей редкометальных пегматитов, указывает М. А. Зубов, использовавший для выявления зональности мажоритарные ряды элементов [12]. К сожалению, метод расчета мажоритарных рядов оставляет место всем проанализированным элементам периодической системы независимо от их генетической связи с изучаемым процессом, в том числе и не типоморфным для ореолов пегматитов. Кроме того, он маскирует действительную картину распределения каждого из элементов в пространстве, так же как и любые другие приемы обработки геохимической информации с использованием «веса» того или иного элемента, отнесенного к сумме всех элементов в данной выборке (точке, разрезе, объеме). Более информативными и, что очень важно, наглядными являются карты ассоциаций элементов, построенные методом

Таблица 5

Коэффициенты относительного накопления (К) и значения отношений продуктивностей (Р) редких щелочей в ореолах танталосных пегматитов

Часть поля	№ жильной серии	K <sub>Li</sub>	K <sub>Rb</sub>	K <sub>Cs</sub>	$\frac{P_{Li}}{P_{Rb}}$	$\frac{P_{Li}}{P_{Cs}}$	$\frac{P_{Rb}}{P_{Cs}}$
Восточная	1	0,30	0,67	0,03	0,45	11,2	25,1
	2	0,24	0,73	0,03	0,32	9,4	28,7
Центральная	1	0,18	0,49	0,33	0,24	0,33	1,4
	2	0,36	0,47	0,17	0,78	2,1	2,8
	3	0,49	0,37	0,12	1,25	4,3	3,5
Западная	1	0,57	0,33	0,10	1,72	6,2	3,6
	2	0,69	0,21	0,10	3,21	6,6	2,0

многомерного анализа на ЭВМ, на которых каждая ассоциация обособлена пространственно и отличается от других ассоциаций как набором элементов, так и количественными параметрами их распределения (коэффициентами аномальности, дисперсией и т. д.) [4]. Эта методика позволяет представлять результаты исследований геохимических полей в обобщенном виде, сохраняя информацию о главных особенностях распределения отдельных элементов в исследуемом пространстве.

Вертикальная зональность ореолов для пологозалегающих одна над другой пегматитовых жил либо жильных серий в литературе не описана, хотя очевидные тенденции зонального распределения элементов по вертикали имеются. Так, в пределах описанного поля танталоносных пегматитов [6] наблюдается закономерное возрастание с глубиной относительной роли Li и снижения Rb от первой жильной серии к третьей. В центральной части месторождения коэффициент относительного накопления Li возрастает с глубиной от 0,18 до 0,49, а на западном фланге — от 0,57 до 0,69, в то время как для Rb значения этого показателя снижаются соответственно от 0,49 до 0,37 и от 0,33 до 0,21 (см. табл. 5). Однако на восточном фланге, где ведущая роль среди щелочей в ореолах переходит к Rb, возникает обратная тенденция, т. е. здесь с глубиной от первой жилы ко второй возрастает, хотя и незначительно (от 0,67 до 0,73), роль Rb, а Li, наоборот, снижается (от 0,24 до 0,30).

Для Cs тенденция к зональному распределению по вертикали характерна лишь для центральной части месторождения, где его коэффициент относительного накопления снижается от первой жильной серии к третьей почти в 3 раза (от 0,33 до 0,12), оставаясь постоянным на флангах (см. табл. 5).

Таким образом, для месторождения выявляется довольно сложная картина распределения редких щелочей, характеризующаяся многовекторной направленностью изменения соотношений их в ореолах, а именно: возрастает относительная роль Li в направлении с востока на запад и с глубиной, тогда как с запада на восток и с глубиной возрастает роль Rb. Значение Cs в «ореольном» балансе редких щелочей невелико на флангах, но резко увеличивается в центральной части месторождения.

Зональность по падению жильных тел, трактуемая обычно как вертикальная, описана в методических рекомендациях по литохимическим поискам редкометальных пегматитов на примере полей Украины, Сибири и Северо-Запада СССР [18]. Но детальные работы на тех же объектах, проведенные М. А. Зубовым (Украина) и нами (Сибирь), не подтвердили наличия устойчивой зональности по падению жил ни на основе показателей зональности, ни с использованием различных рекомендованных индикаторных отношений типа  $Li^2/(Rb \cdot Cs)$  [9, 11]. Даже на соседних разрезах одного и того же месторождения поведение их может быть различным. Однако нет оснований категорически отрицать наличие зональности по падению для всех месторождений редкометальных пегматитов. Теоретически в полях с большими размерами жил и особенно жильных серий по падению вероятность ее обнаружения, по крайней мере в виде отчетливой тенденции изменения комплекса признаков, должна быть не меньшей, чем для продольной зональности, хотя на столь значительный интервал месторождения обычно не развиты либо не разведываются.

#### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭНДОГЕННЫХ ОРЕОЛОВ

Генезис ореолов некорректно рассматривать в отрыве от генетических особенностей пегматитов, однако многие важные вопросы генезиса пегматитов дискуссионны. К сожалению, материалы по околожильным ореолам,

во многом способствующие пониманию процессов пегматитообразования, при обсуждении этих вопросов, как правило, не учитываются.

Не имея возможности в данной работе подробно обсуждать генезис пегматитов, ограничимся лишь краткой характеристикой позиции авторов по наиболее важным моментам. Главным из них можно считать вопрос о природе исключительно широко развитых альбитовых парагенезисов (зон), несущих, как правило, повышенные концентрации редких элементов и зачастую определяющих геохимическую специализацию и минеральный облик пегматитов в целом. С учетом данных по околожильным ореолам авторы склонны признать гетерогенность природы редкометалльных пегматитов, в том числе и парагенезисов (зон) с преобладанием альбита, что определяется соотношениями щелочей и летучих компонентов в исходных расплавах. Они могут формироваться как путем первичной кристаллизации из расплава-раствора, так и в результате автometасоматических процессов [7]. Как было указано выше, наиболее важные процессы формирования околожильных ореолов параллельны именно стадии формирования альбитовых зон в пегматитах. Следовательно, их генетическая модель должна удовлетворительно согласовываться с представлениями о гетерогенности пегматитов.

Кроме того, несомненно важны при обсуждении генетических аспектов ореолов редкометалльных пегматитов следующие их особенности: редкие щелочные элементы образуют ореолы как около богатых ими пегматитов (со сподуменом, поллцитом и т. д.), так и около существенно альбитовых жил, несущих, например, только танталовую минерализацию, тогда как доля Та, ушедшего во вмещающие породы, всегда ничтожна; уровни концентраций редких щелочей в экзоконтактных зонах могут быть на несколько порядков выше, чем в самих пегматитовых жилах; характер экзоконтактных изменений и их интенсивность, размеры и контрастность элементных ореолов даже на соседних участках одной пегматитовой жилы довольно выдержанного состава, залегающей в однородной вмещающей среде, могут значительно различаться.

Эти особенности ореолов не случайны и требуют генетического истолкования.

Обычно формирование ореолов связывают с выносом во вмещающие породы элементов, высвобождающихся на послемагматическом этапе в процессах гидролиза и альбитизации минеральных комплексов магматического этапа. По мнению авторов, широкие и контрастные ореолы вокруг пегматитов могут формироваться и на магматическом этапе. Предпосылки же для этого возникают еще ранее — в предкристаллизационный период, когда в процессе полимеризации расплава в последнем формируются «протоматрицы» будущих твердых фаз с образованием кластерных полимерных построек, разделенных межкластерными зонами пониженной вязкости, куда оттесняются сверхстехиометрические компоненты, в первую очередь редкие щелочи,  $\text{CO}_2$ , В, F,  $\text{H}_2\text{O}$ , понижающие температуру кристаллизации в этих зонах. Таким образом, еще на ранних этапах эволюции расплавов в них формируются пути миграции вещества. Такую трактовку принимает Ф. А. Летников [17] для гранитных расплавов, но она еще более справедлива для их пегматитовых аналогов, изначально богатых летучими компонентами, особенно  $\text{H}_2\text{O}$ , выделение которой в виде свободной фазы может начаться с первых моментов кристаллизации [28], после чего процессы первичной кристаллизации и автometасоматоза протекают параллельно. В зависимости от исходного содержания летучих насыщение ими расплавов, а следовательно, и возможности их взаимодействия с вмещающими породами, достигаются при разных температурах, в одних случаях — на магматическом этапе, в других — только на послемагматическом, когда кристаллизация из расплава уже закончилась. Но во всех случаях по мере накопления летучих интенсивность контакто-

вых процессов возрастает от (поздне)магматического к послемагматическому этапу.

Только признав источниками и путями транспортировки вещества, мигрирующего за пределы пегматитовых камер, не весь объем, занятый расплавом, а лишь межкластерные зоны, обогащенные  $H_2O$ , F и другими сверхстехиометрическими элементами, прежде всего редкими щелочами, можно удовлетворительно объяснить наличие высококонтрастных аномалий Li, Rb, Cs, F,  $H_2O$  в экзоконтактах жил, бедных этими компонентами, и наоборот, отсутствие существенных ореолов Ta около танталоносных пегматитов.

Особенности внутреннего строения многих жильных тел указывают на то, что пегматитовый расплав-раствор не был гомогенным во всем объеме пегматитовых камер. Это особенно характерно для плитообразных пологих жил большой протяженности, часто имеющих участковое строение. Состав летучих и сверхстехиометрических катионов в межкластерных зонах также не был одинаковым, что не могло не отразиться на характере ореолов. Неодинаковые соотношения активностей летучих компонентов и щелочей в растворах, мигрирующих во вмещающие породы из межкластерных зон в разных частях пегматитовых камер, обуславливают существенные различия ореолов даже на соседних участках экзоконтакта одной жилы выдержанного состава. Так формируются фациальные разновидности околожильных метасоматитов, о которых говорилось выше, и связанные с ними геохимические аномалии. В свете этих представлений становится понятным отсутствие устойчивой зональности ореолов редкометалльных пегматитов.

Реальными факторами массопереноса в системе пегматит — вмещающая среда могут быть градиенты температуры, давления и концентраций (или химических потенциалов) элементов. Роль этих факторов не одинакова и может изменяться в процессе формирования пегматитов и их ореолов.

С ростом температуры увеличиваются скорости химических реакций и абсорбции, скорость диффузии за счет градиента концентраций, а также проницаемость твердых тел в связи с развитием термодиффузии и активированной диффузии [20]. С понижением температуры в ходе процессов пегматитообразования роль ее как фактора массопереноса снижается. Более того, градиент температуры не является определяющим при образовании ореолов, поскольку нет никаких оснований считать его более высоким в случае низкотемпературных редкометалльных жил по сравнению с высокотемпературными безрудными пегматитами, которые бедны летучими и сопровождаются минимальными по размерам и контрастности ореолами (вплоть до их отсутствия).

В противоположность этому градиенты концентраций \* и особенно давления летучих при образовании пегматитов с течением времени возрастают и соответственно возрастает их роль как факторов массопереноса при образовании ореолов. На главенствующую роль летучих в массообмене пегматитов с вмещающими породами указывают и А. И. Гинзбург с соавторами [2]. Физико-химическими расчетами на ЭВМ показано, что в зоны пониженного давления (т. е. во вмещающие породы) в первую очередь мигрируют легкоплавкие компоненты — летучие и щелочи [14], наиболее характерные для ореолов редкометалльных пегматитов. Достигнув некоторого максимума, градиенты концентраций (химических потенциалов) и давления летучих в ходе реализации контактовых процессов снижаются, и массообмен в системе затухает.

\* Имеются в виду градиенты концентраций между вмещающими породами и флюидами межкластерных зон.

Систематические исследования постпегматитовых процессов преобразования вмещающих пород не проводились, хотя процессы эти отличаются большим многообразием и, несомненно, оказывают преобразующее влияние на интегральную картину распределения различных элементов в полях редкометалльных пегматитов. Наиболее типичными постпегматитовыми процессами являются окварцевание, эпидотизация, карбонатизация, особенно в виде прожилков, количество которых на отдельных участках может достигать 30—40 об.%. Состав их весьма разнообразен: мономинеральные эпидотовые, кальцитовые, пренитовые, а также различные полиминеральные прожилки с кальцитом, эпидотом, хлоритом, гранатом, основным или средним плагиоклазом. В одном из полей Сибири постпегматитовый возраст таких прожилков подтверждается тем, что они отчетливо пересекают контакты пегматитов с измененными амфиболитами, слюдитами, хлоритолитами. Процессы окварцевания, эпидотизации часто сопровождаются образованием сульфидов.

Поздние процессы тяготеют к постпегматитовым тектоническим нарушениям. Особенно это характерно для хлоритизации, как в виде прожилков, так и при равномернокрапленном развитии хлорита. Поздние хлориты соответствуют по составу тюрингитам и резко отличаются от синпегматитовых прохлоритов из околужильных метасоматитов по содержаниям большинства компонентов, в первую очередь петрогенных. Все эти процессы, как правило, приводят к снижению в породах содержания редких щелочных элементов. При карбонатизации и эпидотизации возрастают содержания Sr, нередко Ga, Ge. Окварцевание сопровождается выносом большинства петрогенных компонентов и элементов-примесей. Те же самые процессы, сопровождаемые отложением сульфидов, приводят к концентрированию в породах Pb, Cu, Co и других рудных элементов.

\* \* \*

Несмотря на достигнутые в последнее десятилетие успехи в изучении эндогенных ореолов редкометалльных пегматитов, многое здесь остается еще не ясным. Наиболее слабо разработан вопрос о механизмах формирования ореолов. Существующие представления о диффузионных и инфильтрационных процессах формирования ореолов не могут удовлетворительно объяснить многие их особенности. В связи с этим обращает на себя внимание полное отсутствие экспериментальных работ, посвященных изучению взаимодействия богатых летучими компонентами и редкими элементами кислых расплавов и флюидов с вмещающими пегматиты породами.

Необходимо также углубление наших знаний о допегматитовых метасоматических процессах, соотношении их с процессами формирования околужильных ореолов, о роли тех и других в общем становлении и развитии редкометалльных пегматитовых полей. Не менее важными представляются и взаимосвязанные вопросы зональности ореолов и зависимости их особенностей от состава пегматитов, требующие детальных исследований на модельных объектах с большим вертикальным размахом и наличием достаточно мощного чехла вмещающих пород выше области распространения пегматитовых жил (жильных серий).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов (на примере тантала)/А. А. Беус, В. В. Беренгилова, Л. И. Грабовская и др. М.: Недра, 1968. 260 с.

2. Гинабург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 275 с.
3. Глебов М. П., Ройзенман Ф. М., Шмакин Б. М. О первичных ореолах редкометалльных пегматитов и их поисковом значении. — В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ по работам 1972 года. Иркутск, 1973, с. 305—309.
4. Евдокимова В. Н. Автоматизированная система обработки геолого-геохимической информации методом многомерных полей. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978, с. 3—26.
5. Ермолаев М. М., Игнатьева Т. С., Суслова С. И., Шахова Е. Г., Фарафонтьев П. Г. Руководство по комплексной методике поисков редкометалльных пегматитов натро-литиевого типа. Л.: изд. ВИТР, 1966. 90 с.
6. Загорский В. Е. Первичные ореолы танталовых пегматитов и их поисковое значение. — Разведка и охрана недр, 1977, № 5, с. 20—23.
7. Загорский В. Е., Макагон В. М. Петрохимические особенности метасоматических процессов в экзоконтактах редкометалльных пегматитов. — Геохимия, 1980, № 7, с. 1061—1068.
8. Загорский В. Е., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Главные закономерности формирования первичных ореолов редкометалльных пегматитов. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. М.: Наука, 1977, с. 145—152.
9. Загорский В. Е., Макрыгин А. И. Эволюция состава слюд в экзоконтактах танталовых пегматитов. — Геохимия, 1976, № 9, с. 1362—1369.
10. Загорский В. Е., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Поиски и оценка редкометалльных пегматитов по первичным ореолам рассеяния. — В кн.: Принципы и методы крупномасштабного прогнозирования редкометалльных месторождений. М.: изд. ИМГРЭ, 1978, с. 100—112.
11. Загорский В. А., Шиманский А. А. Строение первичных ореолов рассеяния редкометалльных пегматитов натро-литиевого типа. — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1974, с. 195—205.
12. Зубов М. А. Выделение и интерпретация первичных геохимических аномалий редкометалльных пегматитов. — В кн.: Принципы крупномасштабного прогнозирования редкометалльных месторождений. М.: изд. ИМГРЭ, 1978, с. 113—122.
13. Калита Е. Д. К вопросу об ореолах рассеяния лития, рубидия и бериллия. — В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 205—211.
14. Киселев А. И., Карпов И. К. Исследование на ЭВМ поведения флюидной фазы и щелочей в системе с неравным давлением в связи с проблемой глубинного магмообразования. — В кн.: Тезисы I Всесоюзного совещания «Физико-химическое моделирование в геохимии и петрологии». Иркутск, 1980, с. 42—44.
15. Кузнецова Л. Г., Рождественская В. А., Ройзенман Ф. М. О двух этапах метасоматоза в амфиболитах редкометалльного пегматитового поля. — В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ по работам 1974 года. Иркутск, 1976, с. 144—149.
16. Кузьмина Т. М., Загорский В. Е., Макагон В. М. Особенности условий формирования зон гидротермально-метасоматического изменения вмещающих пород около жил редкометалльных пегматитов. — В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразования. М.: Наука, 1978, с. 180—183.
17. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 212 с.
18. Литохимические методы поисков редкометалльных пегматитов (методические рекомендации)/С. В. Григорян, Н. А. Виноградова, А. Н. Егоров, Т. В. Ротанкова. М.: изд. ИМГРЭ, 1976.
19. Макагон В. М., Несмелов Г. Г., Полетаев И. А., Шмакин Б. М. Экзоконтактовые изменения и геохимические аномалии вокруг пегматитов с Та—Li—Cs специализацией. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 1468—1472.
20. Овчинников Л. Н., Кременецкий А. А. Пегматиты — завершающий этап гидротермального метасоматоза кальциево-магнезиальных пород. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 96—105.
21. Овчинников Л. Н., Кременецкий А. А., Скрибин В. Ю. Структурно-геохимический анализ условий формирования околосегматитовых метасоматитов одного из месторождений Сибири. — Геол. рудных месторожд., 1976, т. 18, № 6.
22. Овчинников Л. Н., Полетаев И. А., Рябенко В. Е. и др. Цезиевые слюдиты — новый перспективный тип цезиевого оруденения. — Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 3, с. 698—701.
23. Пospelов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.
24. Рождественская В. А. Региональные метасоматиты метаморфического комплекса Вороньих тундр (Кольский полуостров). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 1, с. 107—118.
25. Розанов К. И., Лавриненко Л. Ф. Редкометалльные пегматиты Украины. М.: Наука, 1979. 138 с.

26. Таусон Л. В. Закономерности образования эндогенных ореолов рассеяния в полях рудных месторождений. — Геол. и геофиз., 1974, № 5, с. 113—123.
27. Щербин С. С., Осетров О. А. Первичные ореолы рассеяния редких элементов пегматитов как критерий поисков скрытого оруденения. — Геол. рудных месторожд., 1961, № 6, с. 79—90.
28. Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental studies of pegmatite genesis: A model the derivation and cristallization of granitic pegmatite. — Econ. Geol. and Bull. Soc. Econ. Geologist, 1969, v. 64, N 8, p. 843—863.

*Институт геохимии им. академика А. П. Виноградова  
СО АН СССР*

**В. А. Калюжный, А. Д. Матвиенко**

**ГЕОХИМИЯ ГАЗОВЫХ КОМПОНЕНТОВ  
МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ  
И ПРАКТИКА ПОИСКОВ  
ЗАКРЫТЫХ ЗАНОРЫШЕВЫХ ПЕГМАТИТОВ**

Флюидные включения в минералах как реликты среды кристаллизации широко используются для восстановления условий генезиса месторождений полезных ископаемых. Известно, что наиболее надежными поисковыми и оценочными критериями на полезные ископаемые являются те из них, в основу которых положены генетические признаки. Использование включений в минералах, таким образом, может внести существенный вклад в разработку поисково-оценочных критериев на те или иные виды полезных ископаемых. В частности, первостепенное значение должны иметь данные о распределении в пространстве и изменении во времени содержаний отдельных химических элементов или соединений их в сообществах флюидных включений.

Не упоминая известные способы выявления с помощью включений косвенных показателей локализации и качества полезных ископаемых [2], можно отметить довольно ограниченное непосредственное практическое применение указанных геохимических предпосылок. По-видимому, в этом отношении более результативны исследования занорышевых пегматитов, чем других геологических объектов. Наиболее полные сведения о геохимии минералообразующих флюидов получены для морионосных пегматитов Украины.

Включения изучались в минералах пегматитов и вмещающих их гранитах. Результаты таких исследований в пегматитовых минералах могут служить основой лишь для промышленной оценки вскрытого объекта, а данные о составе летучих в гранитах — для предварительной оценки перспективности данного участка интрузива и обнаружения в его пределах закрытых тел занорышевых пегматитов. В настоящем сообщении сделана попытка разрешить главным образом второй вопрос. Минералогическо-геохимические особенности кристаллизации внутренних зон занорышевых пегматитов освещались в наших публикациях ранее [5, 6].

Район развития топаз-морионовых пегматитов представляет собой полосу меридиональной вытянутости, расположенную среди овоидных биотит-амфиболовых гранитов в эндоконтакте их с габбро-лабрадоритами крупного массива основных пород. Граниты, вмещающие пегматиты, делятся на несколько структурных разновидностей [13]. С востока на запад (от контакта с основными породами к гнейсо-мигматитовому комплексу) отмечаются: породы гибридного характера (габбро-сиениты, мондониты), нечеткопорфировидные среднезернистые аллотриоморфно-зернистые граниты  $\gamma_1$ , порфировидные мелкозернистые аплит-пойкилитовые граниты

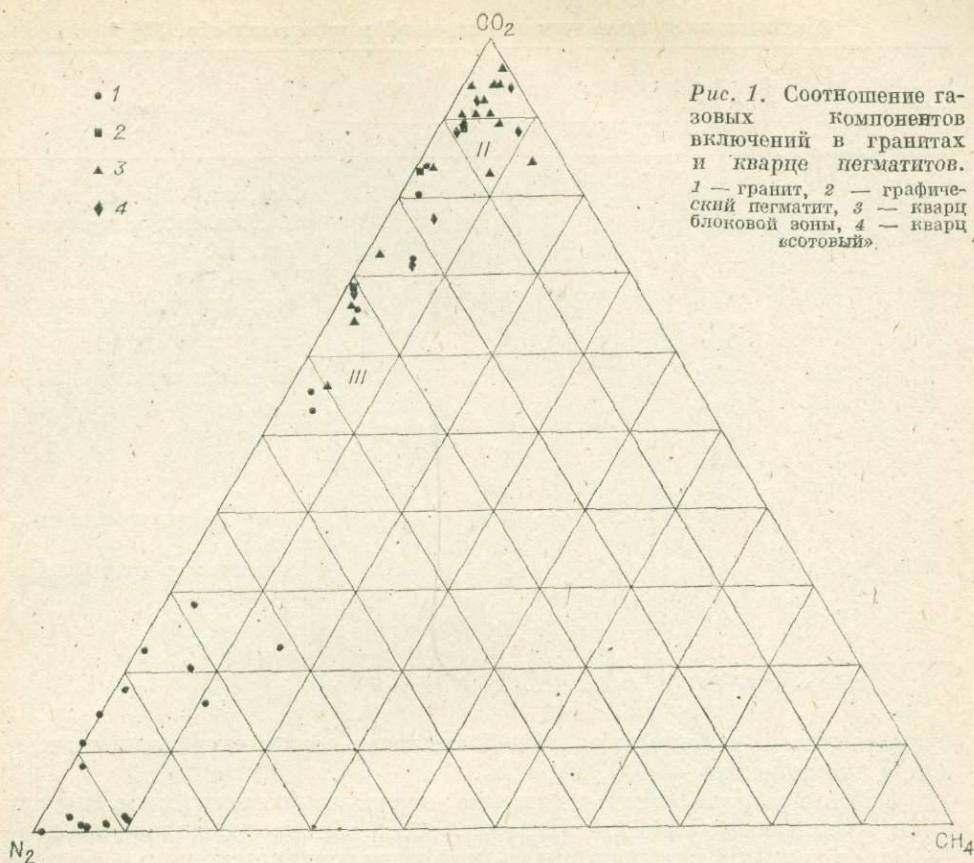


Рис. 1. Соотношение газовых компонентов включений в гранитах и кварце пегматитов. 1 — гранит, 2 — графический пегматит, 3 — кварц блоковой зоны, 4 — кварц «сотовый».

$\gamma_2$ , серовато-розовые порфиroidные пойкило-пегматитовые и аплитопегматитовые граниты  $\gamma_3$ , порфиroidные мелкозернистые микропегматитовые граниты  $\gamma_4$  и крупнопорфиroidные граниты  $\gamma_5$ .

Занорышевые пегматиты с относительно полным развитием всех структурных зон приурочены к линии контакта гранитов  $\gamma_1$  и  $\gamma_2$ ; при этом они находятся в зонах частой перемежаемости этих разновидностей пород, локализуясь в заливах и карманах гранитов  $\gamma_2$ , в гранитах  $\gamma_1$  или концентрируясь вблизи значительных выступов куполов гранитов  $\gamma_1$ . Граниты  $\gamma_1$  более ранние по сравнению с гранитами  $\gamma_2$ .

Аналогичные взаимоотношения вмещающих пород и занорышевых пегматитов отмечаются и для других регионов, находящихся, например, в Центральном Казахстане. Здесь пегматиты располагаются в апикальных частях интрузивов и непосредственно окружены мелко- или неравномернозернистыми разновидностями пород. Последние имеют очень сложные контуры контакта с более ранними средне- и крупнозернистыми гранитами обычно аллотриоморфнозернистой структуры. Пегматиты находятся в заливообразных или куполовидных участках массива мелкозернистого гранита, в области контакта их с более ранними породами [16—18].

На рис. 1 обобщены результаты исследования состава газов включений в минералах гранитов и пегматитов. Небольшие объемы кислорода, фигурировавшие в данных анализов [8], как потом выяснилось, объясняются тем, что в приборе не был создан полный вакуум. Часть  $N_2$  также является результатом натекания воздуха. Эти примеси, а также водород, не обнаруживаемый многочисленными анализами индивидуальных включений [11, 12], исключены из результатов. Введенные поправки, однако,

Состав газовых компонентов включений в минералах обн. 305 \*

№ пробы	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	Суммарный объем газа	CO <sub>2</sub>	Примечания
	об. %			см <sup>3</sup> /г		
686	10,4	65,6	24,1	4,68	0,48	Скв., гл. 28,5 м, гранит
688	72,1	22,2	5,7	7,93	5,72	Скв., гл. 21,5 м, гранит
690	88,8	8,5	2,7	42,84	38,04	Скв., гл. 17,5—20,0 м, графическая зона
692	34,9	85,1	0,0	8,74	3,05	Скв., гл. 14,0 м, гранит
694	11,1	88,9	0,0	5,63	0,63	Скв., гл. 8,8 м, гранит
595	72,4	25,9	1,7	142,2	103,0	Кварцевая зона
596	83,9	14,2	1,9	161,1	135,2	» »
597	66,3	32,1	1,6	225,1	149,2	» »
598	90,5	6,3	3,2	200,2	181,2	» »
599	96,3	0,5	3,2	62,4	60,1	» »
626	95,3	1,2	3,5	24,8	23,6	Центр кристалла-гиганта кварца
625	95,0	1,2	3,8	26,3	25,0	Внешняя зона кристалла-гиганта кварца
71	95,2	2,8	2,0	37,9	36,1	Топаз

\* Данные с учетом результатов [8].

существенно не повлияли на общий характер соотношений основных газовых компонентов — CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>.

Среди гранитов, непосредственно окружающих пегматиты, выделяются сравнительно свежие разности. Они обычно расположены далее 4—5 м от контакта с пегматитом. Ближе к пегматиту находятся в большей или меньшей степени преобразованные постмагматическими растворами породы. Среди кварцев пегматитов выделяются кварц блоковой зоны и так называемый «сотовый» кварц. В своем большинстве включения в блоковом кварце более ранние относительно «сотовых». Таким образом, четко различаются по степени переработки флюидами и времени их проявления такие разности образований: согласно данным макро- и микроисследований сравнительно неизменные граниты, находящиеся на расстоянии более 4 м от пегматита; в разной степени измененные граниты (обеленные, перекристаллизованные и пр.), находящиеся вблизи пегматита (ближе 4 м); кварц блоковой мономинеральной зоны пегматита; кварц «сотовой» структуры кристаллов.

По содержанию ведущих газов на диаграмме (см. рис. 1) выделяются два диаметрально противоположных поля: неизменных гранитов (от 80 до 100% N<sub>2</sub>) и блокового кварца (от 80 до 95% CO<sub>2</sub>). При этом первое поле, отражающее общий газовый фон вмещающих гранитов, отличается своей монотонной обособленностью — здесь сосредоточены лишь граниты. Во второе поле попадают составы газа других образований — «сотового» кварца и графического пегматита. Третье поле диаграммы располагается в виде полосы между двумя первыми и своей вытянутостью отражает степень измененности гранитов. Индикатором ее является соотношение CO<sub>2</sub>/N<sub>2</sub>. В этом же поле оказались единичные анализы газов из графической зоны, блокового и «сотового» кварца, которые, однако, явно тяготеют к полю повышенного содержания углекислоты.

В самом пегматитовом теле также наблюдается тенденция к увеличению отношения CO<sub>2</sub>: N<sub>2</sub> с приближением к центральной его части (таблица, рис. 2). Рассчитанные и нанесенные на диаграмму абсолютные количества суммарного содержания газа и отдельно углекислоты (в 1 см<sup>3</sup> на

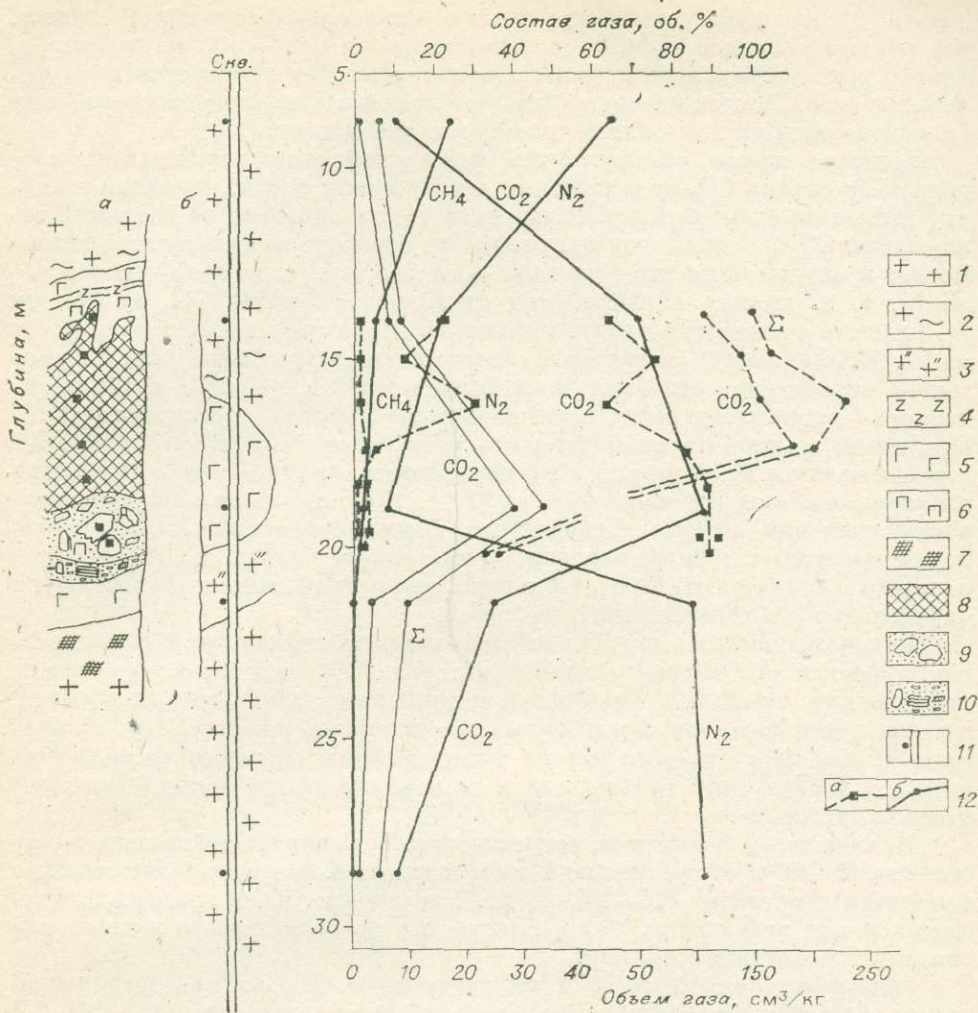


Рис. 2. Распределение газовых компонентов включений в пегматите (а) и гранитах (б) обн. 305.

Граниты: 1 — неизменный, 2 — «обеленный», 3 — метасоматически преобразованный; зоны: 4 — пегматоидная, 5 — графическая, 6 — полевошпатовая; 7 — гранит измененный с полостями выщелачивания и перекристаллизаций; 8 — кварцевая блоковая зона, 9 — кристаллы кварца и топаза занорышевой области, 10 — глинисто-слоистая масса с обломками топаза и мориона; 11 — места отбора проб по скважине, 12 — содержание газа в пробах из минералов пегматита (а) и гранитов (б); соответственно тонкими линиями показано изменение содержания  $\text{CO}_2$  и общего суммарного объема газа в 1  $\text{см}^2$  на 1 кг пробы.

1 кг пробы) показывают сопряженное изменение обеих величин. Это подчеркивает ведущее значение  $\text{CO}_2$  в общем балансе летучих, исключая, конечно,  $\text{H}_2\text{O}$ . (Необходимо упомянуть, что по условиям анализа вместе с  $\text{CO}_2$  могут определяться другие газы —  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{Al}_2$ , а определяемый  $\text{N}_2$  может включать также инертные газы —  $\text{Ar}$ ,  $\text{He}$  и др.; однако опыт масс-спектрометрического анализа показывает, что как одни, так и другие примеси или отсутствуют вовсе, или же находятся в очень малых количествах.) Особенно четкое увеличение абсолютного содержания газа отмечается в области перехода от внешних зон пегматита к кварцевой мономинеральной зоне. Так, если в гранитах общий объем газа колеблется от 5 до 40  $\text{см}^3/\text{кг}$ , то в блоковом кварце его содержание обычно выше 100  $\text{см}^3/\text{кг}$ . То же самое наблюдается и в газонасыщенности включений  $\text{CO}_2$ . Величины абсолютных количеств летучих, естественно, не могут счи-

таться индикатором газонасыщенности минералообразующего флюида, так как эта величина зависит от случайного фактора — количества включений, приходящихся на данный объем пробы. Это отражается и на диаграмме (рис. 2), где для минералов занорышей и примыкающих к ним зон блокового кварца количество газа резко уменьшается.

Несмотря на это, обнаруженный факт устойчивого возрастания определяемого объема  $\text{CO}_2$  по отношению к весу пробы с приближением к центру пегматита (занорышевой области), а также обратная зависимость содержания  $\text{CO}_2$  в смеси газов включений из гранитов от расстояния до пегматита и внутри пегматитового тела — от расстояния до занорышевой области, т. е. прямая индикаторная связь концентрации  $\text{CO}_2$  и времени проявления существенно водных флюидов (принимая генезис пегматитов по А. Е. Ферсману), послужили основой для разработки упрощенного метода определения отдельно лишь количества  $\text{CO}_2$  в пробах и так называемого эндогенно-углекислотного метода поисков пегматитов [10]. Последний в окончательном варианте разработан нами в 1973 г. [7, 9], а размноженное на ротапринте руководство по его применению разослано заинтересованным организациям в 1974 г. Установленная последовательность эволюции состава легколетучих флюидов от ранних, более высокотемпературных, к более поздним, низкотемпературным, подтверждается данными состава тщательно отобранных включений сингенетических групп определенного относительного возраста.

Закономерность вышеупомянутой направленности подтверждается соотношением стабильных изотопов углерода  $\text{CO}_2$ , что было установлено вначале для отдельных включений в минералах занорышевой области, а затем и для флюидов, извлеченных из минералов гранита [14]. График (рис. 3) обобщает сведения как по распределению абсолютного количества  $\text{CO}_2$  в исследуемых пробах, так и по вариациям содержания тяжелого изотопа углерода.

Количество углекислоты, согласно рис. 3, начинает возрастать с расстояния 15—20 м от графической зоны пегматита. Фоновое содержание ее находится в пределах 0,5—2,0 см<sup>3</sup>/кг. Увеличение  $\text{CO}_2$  в гранитах, находящихся под пегматитом, более контрастно по сравнению с надпегматитовыми и боковыми породами.

Содержание тяжелого изотопа углерода в  $\text{CO}_2$  из непосредственно примыкающих к пегматиту гранитов колеблется в пределах  $\delta\text{C}^{13}$  от —2,7 до —1,3%; в самом пегматите  $\delta\text{C}^{13}$  из  $\text{CO}_2$  включений существенно увеличивается (до —1,0%). Согласно исследованию отдельных включений,  $\delta\text{C}^{13}$  увеличивается от более ранних, высокотемпературных, к более поздним, низкотемпературным, включениям. Авторы [14] отмечают интересную зависимость изотопного состава углерода углекислоты: чем больше  $\text{CO}_2$  в породе, тем выше концентрация тяжелого изотопа углерода в  $\text{CO}_2$ . Можно вполне согласиться с мнением авторов, что такое явление обусловлено смешиванием углекислоты глубинного происхождения ( $\delta\text{C}^{13} = -0,7\%$ ) и возникающей в результате метаморфизма углеродсодержащих веществ в исходном материале гранита ( $\delta\text{C}^{13} = -4\%$ ). Необходимо, однако, внести существенную поправку в объяснение механизма смешивания флюидов. Относительно выдержанному составу гранита и исходной магмы, по-видимому, изначально соответствовало равномерное и полное насыщение их реликтовой углекислотой. Углекислота подкорового генезиса в таких условиях могла концентрироваться лишь в местах возникновения пегматитовых обособлений и увеличения содержания существенно водных растворов. Следовательно, не продолжительность воздействия глубинных флюидов на кристаллизующиеся породы благоприятствовала увеличению углекислоты, как считают авторы [14], а более высокая растворяющая способность существенно водных флюидов по отношению к  $\text{CO}_2$  сыграла главную роль в увеличении количества глубинной

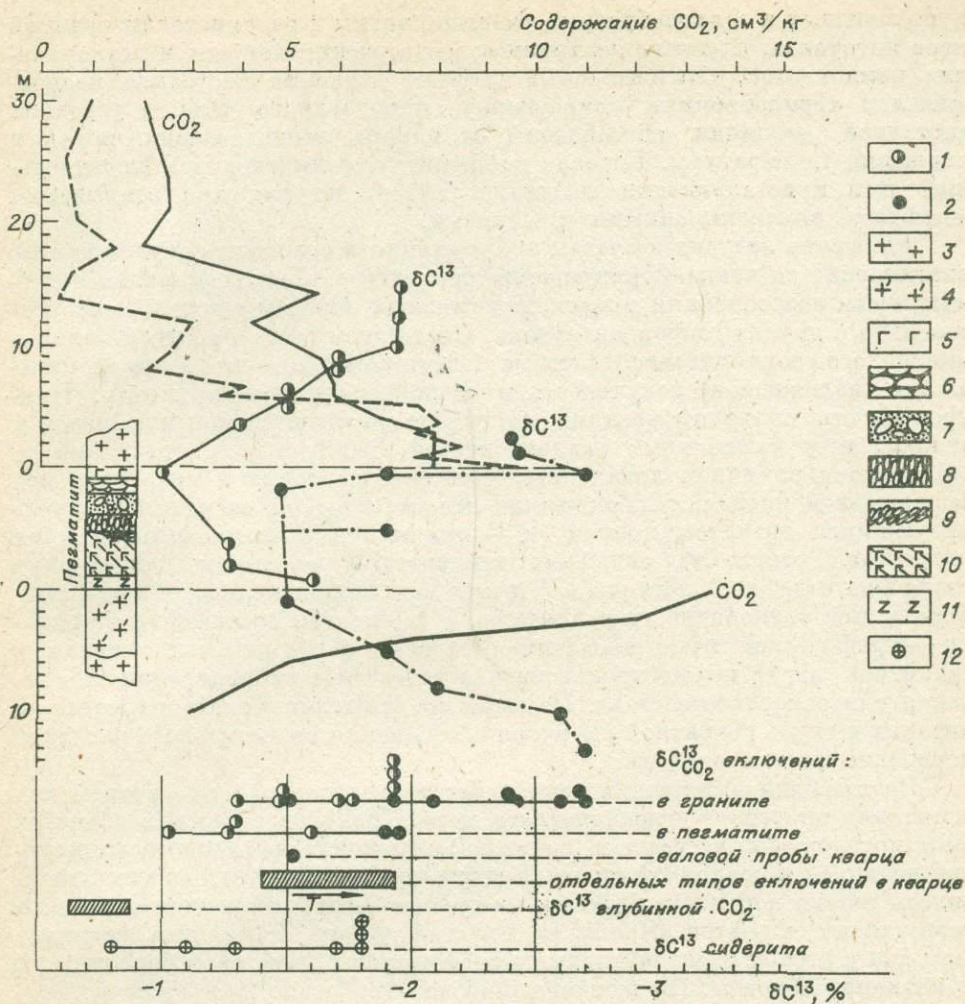


Рис. 3. Содержание  $\text{CO}_2$  и значения  $\delta^{13}\text{C}$  углекислоты включений в гранитах и пегматитах [10, 14].

1 — пегматитовое тело 35; 2 — пегматитовое тело 53; 3 — гранит; 4 — метасоматически измененный гранит; 5 — графический пегматит; 6 — блоковый кварц; 7 — занорыш; зоны выщелачивания; 8 — альбит-микрклиновая, 9 — микрклиновая; 10 — графический и апографический пегматит; 11 — пегматоид, 12 — сидерит. Распределение  $\text{CO}_2$ : прямая линия — по разрезу скважин, пунктирная — по штреку в боковых породах.

$\text{CO}_2$  и тяжелого изотопа ее углерода. Если бы это было не так, то пегматиты, более глубоко залегающие в интрузиве, должны были бы характеризоваться более высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , чего в действительности нет.

На основании изложенных материалов, а также данных более ранних публикаций [4, 6] приходим к следующему представлению о генезисе пегматитов занорышевого типа и возникновении их газовых ореолов в начальную стадию их формирования. Рассматриваемые мориононосные пегматиты сингенетичны вмещающим гранитам и возникли в них на последних этапах кристаллизации той же материнской магмы. Термообъемные, контракционные изменения, происходящие при кристаллизации гранита [4, 15], представляют наиболее существенные внешние факторы развития пегматитового процесса. Перераспределение летучих в магматическом очаге и кристаллизующихся гранитах стало главной причиной возникновения пегматитов. Области пониженного давления, создаваемые в местах

куполовидных и заливообразных участков магмы в раскристаллизованной коре интрузива, служили центрами сосредоточения летучих и легкоплавких компонентов. Относительный дефицит давления постоянно поддерживался термообъемным сокращением интрузивного тела в условиях частичной изоляции обособлений от напора вышележащих пород и снижения температуры. Перепад давлений сохранялся и в заключительный этап кристаллизации вследствие потери летучих при вскрывании пегматита контракционными трещинами.

Движение летучих к очагам аккумуляции в основном сохраняло свое направление до конца формирования пегматитов. Подток флюидов к пегматитовым обособлениям происходил главным образом снизу и менее интенсивно с других сторон интрузива. Следствием этого процесса явились минералого-геохимические, газовые (остаточные) ореолы и метасоматическая (наложенная) зональность в околопегматитовых гранитах. Приуроченность полнодифференцированных пегматитов главным образом к эндоконтакту фациальных разновидностей гранитов  $\gamma_2$  с гранитами  $\gamma_1$  объясняется влиянием локального градиента давления в интрузиве под застывающей кровлей. Сдерживание литостатической нагрузки кристаллизующимся гранитом кровли ( $\gamma$ ) — причина выделения фазы летучих (вскипания расплава), снижения температуры вследствие поглощения тепла при отделении летучих [3] и кристаллизации мелкозернистой порфировидной разновидности гранита  $\gamma_2$ , а также при достижении эвтектики — графической зоны пегматита. Падение растворимости летучих в гранитной магме может происходить и вследствие гибридизации ее компонентами основного состава. По мере продвижения фронта раскристаллизации в глубь гранитной интрузии обособления пегматитового расплава периодически повторялись.

На площади развития занорышевых пегматитов района авторам для испытания эндогенно-углекислотного метода поисков закрытых объектов были предложены два участка (полигона) с неодинаковой геологоструктурной позицией и различной степенью изученности. На одном из них проводилось только поисковое бурение, на другом — промышленная отработка разведанных объектов. Пробы на газовый анализ отбирались из керна скважин и стенок горизонтальных выработок шахты методом борозды или пунктирной борозды. На первом полигоне опробовано 9 скважин до глубины 100 м; на втором — трехсотметровый интервал орта. Шаг опробования в первом и втором случае — 3 м, вес проб — 3 кг.

Первый полигон находится в северо-восточной части пегматитового поля (рис. 4) вблизи контакта гранитов с основными породами габбро-анортозитового массива. Сложена эта площадь зеленовато-серыми среднезернистыми гранитами  $\gamma_1$  с небольшими участками гранитов  $\gamma_2$  и  $\gamma_3$ . Поисковым бурением (сеть скважин  $50 \times 80$  м) пегматиты здесь не были обнаружены. Обработка аналитических данных показала, что распределение  $\text{CO}_2$  в породах полигона неравномерное. Наряду с фоновым содержанием ( $1,7 \text{ см}^3/\text{кг}$ ) обнаружены зоны с устойчивой (подтверждаемой анализами нескольких рядом расположенных проб) высокой концентрацией  $\text{CO}_2$ . Четко фиксируются две крупные и несколько мелких аномалий. Первая крупная аномалия обнаружена тремя скважинами (8169, 8176 и 8177) в приповерхностном участке северо-восточной части полигона. В связи с обнаружением здесь максимальных концентраций  $\text{CO}_2$  (до  $8,2 \text{ см}^3/\text{кг}$ ), характерных для гранитов, расположенных под пегматитами, можно предполагать, что этот участок находился ниже пегматитового тела, уничтоженного поверхностной эрозией. Вторая крупная аномалия наблюдается в западной части полигона на глубине 40—100 м. Она обнаружена несколькими скважинами (32 пробы). Позже проведенным поисковым бурением здесь обнаружены два пегматитовых тела (см. рис. 4). Небольшие аномалии, фиксируемые в верхней части разреза по скважи-

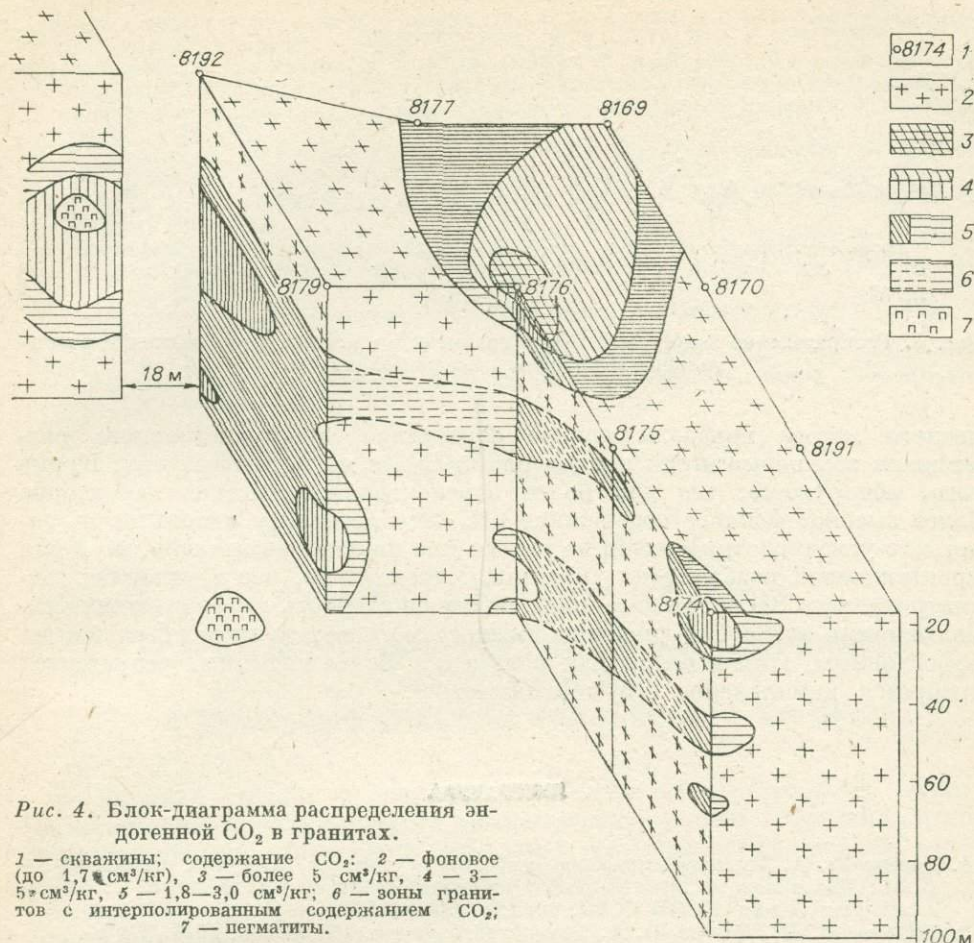


Рис. 4. Блок-диаграмма распределения эндогенной  $\text{CO}_2$  в гранитах.

1 — скважины; содержание  $\text{CO}_2$ : 2 — фоновое (до  $1,7 \text{ см}^3/\text{кг}$ ), 3 — более  $5 \text{ см}^3/\text{кг}$ , 4 —  $3-5 \text{ см}^3/\text{кг}$ , 5 —  $1,8-3,0 \text{ см}^3/\text{кг}$ ; 6 — зоны гранитов с интерполированным содержанием  $\text{CO}_2$ ; 7 — пегматиты.

не 8174, обусловлены влиянием газовых ореолов группы ранее отработанных тел, расположенных южнее полигона в 25—30 м.

Второй полигон исследований расположен в пределах наиболее продуктивной полосы пегматитового поля. Сложен он почти полностью мелкозернистыми порфиroidными гранитами  $\gamma_2$ . Опробовался восточный орт (горизонт 57 м) разведочной шахты (рис. 5). Согласно данным анализов установлено, что здесь фоновое содержание  $\text{CO}_2$  значительно выше ( $2,5 \text{ см}^3/\text{кг}$ ), чем на первом полигоне. По разрезу орта обнаружены две контрастные (на 120-м и 150-м метрах) и одна менее контрастная (на 290-м метре) аномалии. Согласно геологическим разрезам\* по данному полигону, места отбора проб с аномально высоким содержанием  $\text{CO}_2$  находятся в пределах газовых ореолов пегматитов, расположенных на расстоянии 17—18 м от указанных отметок 150 и 290 м. Четко фиксируемая аномалия на 120-м метре объясняется влиянием ореола зоны измененных розовых гранитов, которые не встречены в орте, но вскрыты структурной скважиной 8173 на расстоянии 9 м от орта. Так как граниты этого типа часто сопровождают пегматитовые тела, не исключено, что здесь находится еще не обнаруженный буровыми работами объект.

Результаты изучения распределения  $\text{CO}_2$  на двух участках пегматитового поля с использованием разработанного нами эндогенно-углекис-

\* С целью контроля геологическая документация исполнителям работ была предоставлена после обработки аналитических результатов.



Рис. 5. Распределение эндогенной  $\text{CO}_2$  в гранитах по данным опробования горизонтальной выработки разведочной шахты.

лотного метода показали полное совпадение пространственного размещения зон повышенной концентрации  $\text{CO}_2$  и пегматитовых тел. Кроме того, обнаружено, что для более перспективных участков характерно более высокое фоновое содержание  $\text{CO}_2$ . Это позволяет использовать эндогенно-углекислотный метод не только при поисках пегматитов, но и для промышленной разведки участков. Учитывая то, что в условиях рассматриваемого пегматитового поля подтверждаемость геофизических аномалий очень низкая, применение предлагаемого метода может быть весьма эффективным, хотя в целом для получения более надежных результатов требуется комплексное его использование.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Долгов Ю. А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 1. Новосибирск: изд-во СО АН СССР, 1963, с. 113—165.
2. Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
3. Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 268 с.
4. Каложный В. А. Генезис пегматитов занорышевого типа, критерии их поисков и оценки. — Геол. журн., 1975, т. 35, вып. 5, с. 48—57.
5. Каложный В. А. Результаты измерения рН жидких включений в минералах и основные закономерности формирования занорышевых пегматитов Украины. — В кн.: 1-ый Международный геохимический конгресс. Гидротермальные процессы. М., Наука, 1973, т. II, с. 500—513.
6. Каложный В. А., Возняк Д. К., Гигашивили Г. М. та ін. Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів пегматитів занорішевого типу України (рідкі включення, термобарометрія, геохімія). Київ: Наукова думка, 1971. 215 с.
7. Каложный В. А., Вынар О. Н., Гигашивили Г. М. и др. Геохимия и термобарометрия углеродсодержащих постмагматических флюидов верхнепротерозойских интрузивных комплексов Украины. — В кн.: Рефераты научно-исследовательских работ Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР (1973). Киев: Наукова думка, 1975, с. 44—47.
8. Каложный В. А., Ковалишин З. И. О закономерностях распределения углеродсодержащих газов в околопегматитовых гранитах и кварце занорышевых пегматитов УКЩ. — В кн.: Изучение геохимии глубинных растворов по углеродсодержащим реликтам и парагенезисам минералов. Киев: Наукова думка, 1967, с. 5—21.
9. Каложный В. А., Матвиенко А. Д. Особенности распределения эндогенной углекислоты (по включениям флюидов) и возможности установления генетических типов кварца и других минералов в гранитах пегматитового поля Волыни. — В кн.: Типоморфизм кварца Украины. Киев: Наукова думка, 1974, с. 26—29.
10. Каложный В. А., Матвиенко А. Д. Экспрессный метод анализа валового содержания  $\text{CO}_2$  включений флюидов в минералах и его практическое применение. — Минералог. сб. Львов. ун-та, 1975, № 29, вып. 3, с. 15—21.
11. Каложный В. А., Сворень И. М. Основы рационального применения методов анализа газовых компонентов флюидных включений (проблема определения водорода). — Минералог. сб. Львов. ун-та, 1979, № 33, вып. 1, с. 35—41.

12. Каложный В. А., Сворень И. М., Платонова Э. Л. Состав газа флюидных включений и вопросы обнаружения водорода в них (по данным масс-спектрометрического химического анализа).— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 4, с. 973—976.
13. Криволап Л. С., Латыш В. Т., Бернасовская О. Ф. К вопросу о связи камерных пегматитов Волыни с определенными структурными разновидностями гранитов.— Матер. по геологии, гидрогеологии, геофизике и геохимии Украины. Киев, 1970, № 5, с. 76—85.
14. Мамчур Г. П., Матвиенко А. Д., Ярынич О. М. О генезисе занорышевых пегматитов Волыни по данным  $\delta S^{34}$ .— Геол. журн., 1975, т. 35, вып. 3, с. 91—98.
15. Осипов М. А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 157 с.
16. Соколов Я. Н., Осинский А. В., Кошовец А. С. Пегматиты Кенкольского гранитного массива. Слюда и пьезооптическое сырье.— Тр. ВСЕГЕИ, 1964, т. 108, с. 132—162.
17. Труфанов В. Н. Минералогия и термодинамика хрустальных полостей гранитных пегматитов. Ростов, 1969. 169 с.
18. Турчинский Ф. П. Геолого-структурные закономерности размещения пегматитов с хрусталоносной минерализацией на одном из пегматитовых полей Центрального Казахстана. М.: Недра, 1969, с. 44—51.

*Институт геологии и геохимии  
горючих ископаемых АН УССР*

**Г. Г. Родионов, Е. Н. Калугин, Е. В. Тарасов**

### **ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЛЮДЫ-МУСКОВИТА С ПОМОЩЬЮ СКВАЖИН КОЛОНКОВОГО БУРЕНИЯ**

Высокая степень оцискованности слюдоносных регионов СССР и заметное сокращение прироста запасов слюды за счет объектов, выходящих на дневную поверхность, вызвали в последние годы широкое применение колонкового бурения при проведении глубинных поисков. По данным Мамско-Чуйской экспедиции, в 1966—1970 гг. удельный вес запасов мусковита, разведанных этим способом, от общего его прироста составлял 20%, в 1971—1975 гг.— 39%, а в 1979 г.— 72%. В Карело-Кольском регионе прирост запасов мусковита происходит только за счет разведки «слепых» пегматитовых жил с помощью бурения.

Нет необходимости доказывать, что колонковое бурение имеет неоспоримые преимущества перед дорогостоящими горными выработками. Но целесообразность его применения долгое время подвергалась сомнению, так как месторождения мусковита имеют специфические особенности, связанные с тем, что промышленная ценность слюды зависит от размеров ее кристаллов, а в керн попадают только незначительные их части.

Вопрос о возможности применения колонкового бурения для разведки месторождений слюды был поставлен Д. Т. Мишаревым еще в конце 20-х гг.

Первые попытки разработать методы опробования месторождений слюды по керну с количественной оценкой были предприняты О. П. Луниной [3] и Г. В. Ивановым [2]. Они считали, что керновое опробование применимо во всех случаях. Однако опыт разведочных работ в Мамско-Чуйском районе по разработанной ими системе показал наличие больших случайных ошибок и ложных положительных оценок, что приводило к проходке неэффективных горных выработок. Поэтому ВИС совместно с Иркутским геологуправлением (ИТГУ) в 1967 г. разработал более жесткие требования к слюде в керновых пробах (увеличение минимальной длины кристалла вдоль линии среза с 2 см до 2,7 см; в каждом кристалле, включаемом в навеску для определения величины содержания, должно

быть не менее 2 см<sup>2</sup> полезной площади). Для месторождений с крупной слюдой это вызвало появление относительно небольших систематических отрицательных ошибок, но зато для жил с мелкой слюдой устраняло ложные положительные оценки, и поэтому более жесткие требования к определению содержания по керновым пробам были вполне оправданными.

Между тем достоверность данных крнвого опробования не получила общего признания. Проведенные нами исследования показали, что к погрешностям крнвого опробования относили ошибки метода разведки, зависящие от размещения скважин и плотности разведочной сети; ошибки неправильной интерпретации геологических данных; низкий процент выхода керна и другие факторы, не зависящие от метода крнвого опробования.

Решение вопроса о достоверности результатов крнвого опробования авторы видели в сопоставлении данных крнвого и валового опробования в одних и тех же блоках, разведанных скважинами и заверенных горными выработками при достаточном числе пересечений теми и другими.

Для сопоставлений в объеме блока нами были рассмотрены три метода: линейный, площадной и объемный. Установлено, что линейный метод опробования (орт или скважина) не может быть применен, так как при единичных пересечениях будут возникать ошибки в содержании за счет природной изменчивости, которые могут быть необоснованно интерпретированы как ошибки метода опробования. Поэтому для сопоставления были приняты только два метода — площадной (на площади какого-либо горизонта) и объемный (в объеме конкретного блока). При сравнении за эталон принимались данные валового опробования. Хотя его погрешности достигают иногда  $\pm 30\%$  (о чем свидетельствует сопоставление с эксплуатационными данными), другого метода, к сожалению, нет.

Для доказательства достоверности метода крнвого опробования отбирались только те объекты, на которых расположение скважин и горных выработок позволяло сопоставлять данные двух способов опробования в условиях, когда другие побочные факторы, не связанные с методами опробования, не вносили ошибок. В частности, этому требованию удовлетворяют эталонные и контрольные подсчеты для одних и тех же объемов или площадей блоков при равномерном распределении на них скважин и горных выработок. Из подсчетов исключались объекты, при разбуривании которых был получен низкий выход керна (80%). Подробный разбор ошибок, не связанных с крнвым методом опробования, отражен в работе Г. Г. Родионова с соавторами [6].

Способ оценки достоверности крнвого опробования поисково-разведочных скважин заключался в сопоставлении результатов крнвого опробования ( $X^1$ ) с валовым ( $X$ ) по заверяющей горной выработке. Для сравнения принято отношение  $\frac{X}{X^1} = K^1$ . Последний критерий имеет то преимущество, что одновременно является поправочным коэффициентом.

Число валовых проб, необходимых для достоверного подсчета среднего содержания, у разных авторов примерно одинаково. Так, В. М. Борзунов [1] считает достаточным для блоков простого строения девять пересечений, Г. Г. Родионов и Б. М. Роненсон [5] — пять-шесть.

Число пересечений слюдоносной зоны скважинами, необходимое для достоверного определения содержания, может быть получено путем сравнения величины его сходимости с данными валового опробования в сопоставимых блоках при разной величине  $n$ . Выразим эту сходимость в виде поправочного коэффициента  $K = \frac{X}{X^1}$  и определим его частные значения при разном числе пересечений (скважин)  $n = 3, 4, 5$  и т. д. (табл. 1).

Было принято, что все значения, полученные по крнвым пробам, отличающиеся от данных по валовым пробам на  $\pm 35\%$  (при  $K = 0,65$ —

Анализ достоверности кернового опробования по месторождениям мусковита первой и второй групп

Количество блоков	Количество скважин	Содержание			Мощность			Оправдываемость запасов					
		К <sub>c</sub>	И	Л+	Л-	К <sub>m</sub>	И	Л+	Л-	К <sub>c</sub> × К	И	Л+	Л-

## Мамско-Чуйский район

12	3	0,84	41,7	25,0	33,3	1,23	33,3	8,3	58,4	1,03	16,7	25,0	58,3
8	4	0,81	37,5	37,5	25,0	1,32	50,0	12,5	37,5	1,10	37,5	12,5	50,0
7	5-6	1,21	74,4	—	28,6	1,08	85,7	—	14,3	1,31	57,1	—	42,9
15	7	0,98	73,4	20,0	6,6	1,15	73,4	6,6	20,0	1,13	66,7	6,7	26,7

## Карело-Кольский район

10	3	1,32	—	50,0	50,0	1,17	70,0	10,0	20,0	1,54	—	50,0	50,0
8	4	1,62	37,5	—	62,5	0,99	100,0	—	—	1,60	37,5	12,5	50,0
11	5	1,05	63,6	18,2	18,2	1,13	72,7	—	27,3	1,19	72,7	9,1	18,2
12	6	1,18	72,7	—	27,3	1,11	83,3	—	16,7	1,31	72,7	—	27,3
18	7	1,10	72,2	—	27,8	0,97	9,4	—	5,6	1,07	72,2	—	27,8

Примечание.  $K_c = \frac{C}{C^1}$ ;  $K_m = \frac{m}{m^1}$ ; И — истинная оценка, т. е. оценка с ошибкой, не превышающей 35%, Л — (+или —) — ложные положительные или отрицательные оценки (больше — 35%).

1,35), будут считаться истинными — это пределы точности наших сопоставлений, поскольку нельзя ручаться за большую точность и самого эталона.

Подсчеты по этой методике показали удовлетворительные результаты кернового опробования при соблюдении элементарных правил ведения разведочных работ.

Вместе с тем стало очевидно, что эти результаты относятся только к месторождениям двух групп: связанным с жилами, в которых промышленное содержание слюды распространяется на всю их мощность, — первая группа; к таким, в которых слюдоносные зоны занимают только часть мощности жил, но хорошо устанавливаются по серии промышленных секционных проб, — вторая группа.

Керновое опробование для месторождений третьей группы дает менее удовлетворительные данные по определению мощности слюдоносных зон и содержанию мусковита. Эти месторождения связаны с мощными пегматитовыми жилами, слюдоносные зоны которых образуют отдельные секционные пробы с промышленным содержанием, чередующиеся с пробами, не содержащими слюды. Последние от общего количества секционных проб составляют более 55%.

Из приведенных данных (см. табл. 1) видно, что на месторождениях мусковита Карело-Кольского региона, представленных первой и второй группами, при сопоставлении результатов валового и кернового опробования, выполненного в 1979 г., по 59 блокам было установлено, что при наличии в блоке подсчета запасов трех скважин, истинные определения содержаний мусковита по данным кернового опробования не устанавливаются. При этом число ложных положительных и отрицательных определений одинаково (50%). При наличии в блоке четырех скважин истинные определения содержания мусковита составляют 37,5, ложные отрицательные 62,5%, а ложные положительные оценки отсутствуют. При пяти пересечениях блока скважинами истинные определения возрастают до 63,6%, ложные положительные и отрицательные оценки в обоих случаях снижаются до 18,2%. При шести скважинах в блоке истинные определения составляют 72,7 и ложные отрицательные 27,3%. Если в блоке более шести скважин, то истинных определений будет 72,2%, ложных

отрицательных 27,8% при отсутствии ложных положительных определений. Наряду с высокой корреляцией ( $r = 0,90$ ) выявилась правая асимметрия в распределении значений керновых содержаний, означающая систематическую отрицательную ошибку. Мощность во всех случаях определяется достаточно точно и не вызывает сомнения.

Анализ достоверности результатов кернового опробования по Мамско-Чуйскому району показал, что при трех и четырех пересечениях истинные значения содержания составили соответственно всего лишь 41,7 и 37,5%, ложные положительные оценки — 25,0 и 37,5% и отрицательные — 33,3 и 25,0%. При пяти-шести пересечениях истинные определения достигли 71,4%, а ложные отрицательные снизились до 28,6%. Если скважин семь и больше, истинные определения содержания составляют 73,4%, ложные положительные 20,0 и отрицательные 6,6%. Отсюда следует, что число пересечений для достоверного определения содержания по керну не должно быть менее пяти. При определении мощности по трем пересечениям истинные значения составили 33,3%, ложные отрицательные 58,4 и ложные положительные 8,3%. При пяти и более пересечениях истинные значения составили 85,7 и ложные отрицательные 14,3%. С дальнейшим увеличением количества скважин точность не возрастает.

Из табл. 1 также следует, что, как и отдельные параметры блоков, запасы слюды в разведанных контурах по данным опробования керна могут определяться с допустимыми погрешностями. Систематическая отрицательная ошибка в подсчете запасов приводит к их занижению, но исключает возможность получить опасные положительные ошибки, влекущие за собой проходку дорогостоящих подземных выработок под непромышленные объекты. В Мамско-Чуйском районе в одном случае из пятнадцати отмечается ложная положительная ошибка в подсчете запасов. Эта ошибка обусловлена тем, что содержание слюды было определено по способу О. П. Луниной [3], который не предусматривает выявление в кристаллах мусковита полезной площади. В настоящее время применяется способ, который исключает подобные ошибки.

Фактический материал позволяет утверждать, что для месторождений первой и второй групп в Мамско-Чуйском районе наименьшее число скважин в блоке для достоверного определения содержания мусковита по данным кернового опробования должно быть не менее пяти-шести, а в Карело-Кольском районе — шести-семи. Дальнейшее увеличение числа скважин не повышает точности определения значений содержания мусковита в блоке и его мощности.

Имеющийся материал показывает, что для жил Карелии и Мурманской области сходимость данных буровой разведки и разведки горными выработками настолько высока, что на основе данных кернового опробования и при наличии сведений о качестве слюды вполне возможна оценка запасов в блоке по категории  $C_1$ . Это положение правомерно и для месторождений первой и второй групп Мамско-Чуйского района.

В отличие от Карелии и Мурманской области, где развиты практически только месторождения мусковита первой и второй групп, в Мамско-Чуйском районе относительно широко развиты месторождения третьей группы. Особенно они характерны для трубообразных пегматитовых тел Витимского рудничного поля и сложностроенных пегматитовых жил Согдиондона. Ранее к месторождениям третьей группы мы относили пегматитовые жилы, в которых по скважинам число промышленных проб составляло относительно общего их количества менее 60% [6]. Впоследствии на основе анализа новых материалов, показавшего удовлетворительную сходимость данных с меньшим числом значащих проб, определение понятия «месторождения мусковита третьей группы» было уточнено: к этой группе мы относим только такие слюдоносные зоны, в пересечениях которых скважинами количество значащих проб колеблется от 20 до 45%.

Большинство этих месторождений находилось в резерве добывающих предприятий, и только в последние годы их начали активно обрабатывать, поэтому материалов по оправдываемости запасов данной группы месторождений мусковита для однозначного решения вопроса недостаточно. В настоящее время можно утверждать, что месторождения третьей группы с количеством значимых секционных проб 20—45% по скважинам колонкового бурения на глубоких горизонтах выявляются достоверно, но контур подсчетного блока определяется только приближенно, содержание и запасы мусковита систематически занижаются. Данные колонкового бурения на месторождениях третьей группы могут служить для обоснования проекта детальной разведки горными выработками.

При наличии в пересечениях жил скважинами значащих проб менее 20% возможно многовариантное построение блока: построение ложных слюдоносных зон малой мощности. Наиболее вероятно в этом случае предположение о наличии мощных слюдоносных зон с забалансовым содержанием мусковита. Для интерпретации данных очень важен анализ полученных геологических данных по составу и внутреннему строению пегматитовых тел.

Основным критерием для определения качества мусковита и определения промышленной ценности месторождений до 1972 г. служил так называемый «балансовый показатель», измеряемый в  $(\text{кг} \cdot \text{см}^2)/\text{м}^3$ . Этот показатель учитывал содержание слюды в разведанном блоке и соотношение номеров колотой слюды. Позднее, в связи с изменением плановых показателей в горной промышленности, балансовый показатель стал отвлеченной величиной и утратил экономическое значение.

С установлением в 1972 г. новых кондиций ценность слюды в Мамско-Чуйском районе стали определять по содержанию промышленного сырца (промсырца), приведенного к размеру 50 (в Карелии и в Мурманской области — к размеру 25).

Сомножителями этого последнего показателя явились: содержание забойного сырца в жильной породе, процент выхода промсырца от забойного сырца, содержания в промсырце размеров 100, 50, 25 и 4. Находить все эти величины по керновым пробам стали только в последние годы. Ранее других показателей с достаточной достоверностью стали определять содержание мусковита-сырца в жильной породе.

Определять выход промсырца и размеры кристаллов достаточно достоверно до сих пор не удавалось. Считалось, что при керновом опробовании в несколько раз занижались показатели качества слюды в разведанном блоке.

М. П. Петров [4] полагает, что мерой повышения достоверности оценки качества слюды по керну служит увеличение диаметра керна до 112 мм. Это верное, но практически трудно выполнимое предложение, так как все разведочные буровые работы ведутся алмазными коронками диаметром 76 мм. Исходя из реальных условий, необходимо было усовершенствовать технологию выделения слюды, полученной из керновых проб.

Статистические данные показывают, что при опробовании месторождений мусковита по керну сильно занижается содержание промсырца размеров 100 и 50, а также № 1—4 и 5 колотой слюды. Отчасти систематическая ошибка объясняется особенностями кернового опробования, так как в керне находятся не целые кристаллы, а только их незначительные части, а также неправильной оценкой площади крупных кристаллов по площади извлекаемых из керна частей. Например, площадь кружка, извлеченного из керна, оценивается в колотой слюде по величине вписанного квадрата. Но ведь сама форма пластинки свидетельствует о том, что скважина встретила крупный кристалл слюды, значительно большей площади. Здесь правильнее было бы брать квадрат с удвоенной стороной, что более соответствует общему принципу оценки площади срезаемых кристаллов,

гласящему, что срезанный кристалл в общем случае является половиной целого. Такая площадь будет равна площади квадрата, вписанного в круг с диаметром в два раза большим, чем площадь извлеченного из керна кружка.

Точно так же нужен другой способ оценки эллипса как для колотой слюды, так и для промсырца.

Согласно этому принципу, ВИМСом в содружестве с Мамско-Чуйской экспедицией и Комплексной экспедицией Северо-Западного геологуправления разработана новая схема обработки слюды, позволяющая определять содержание слюды-сырца в жильной породе, процент выхода слюды промышленного сырца, процент выхода промсырца отдельных размеров и радиодетальной слюды, т. е. все показатели, необходимые для расчета установленных ГКЗ СССР кондиций.

В результате проведенных работ по Мамско-Чуйскому району в нашем распоряжении имеются материалы буровой разведки по 36 жилам, заверенные опробованием по горным выработкам.

Ниже приводится метод определения содержания промсырца и его группового состава по керну в сопоставлении с результатами опробования по горным выработкам.

Кратко остановимся на методах сопоставления результатов керновых и валовых проб, которое проводилось с таким расчетом, чтобы на его итогах не отражались побочные факторы, искажающие возможности кернового опробования. Так сравнивался групповой состав промсырца в случае, если блок разбурен малым числом скважин и опробован малым числом секционных проб.

При общем числе секционных проб менее четырех получается низкая сходимость данных кернового и валового опробования. Вместе с тем для выявления сходимости качества мусковита по данным кернового и валового опробования здесь можно понизить требование, обязательное при определении сопоставимых данных в пределах одного и того же объема жильной породы (объемный метод сопоставления), который был нами ранее применен при определении сходимости содержания забойного сырца по данным валового и кернового опробования [6].

Допускалось размещение горных выработок и скважин на разных горизонтах, к примеру, канав на дневной поверхности, а скважин — на глубине 40 м. Основанием для такого подхода явилось твердо установленное положение: качество слюды по одному объекту в отдельных его частях в большинстве случаев постоянно. Естественно, отход от «объемного» метода сопоставления приводит к тому, что один из множителей при подсчете содержания промсырца, приведенного к размеру 50, — содержание забойного сырца в жильной породе — окажется ненадежным. Его величина, определяемая на разных горизонтах, может быть различной в результате вертикальной зональности. Поэтому было бы лучше и здесь применять охарактеризованные выше методы сопоставления — площадной и объемный. Но это привело бы к резкому сокращению имеющихся в нашем распоряжении статистических материалов.

Выход из создавшегося положения мы видим в том, чтобы исключить при сопоставлении влияние ненадежно определяемой величины — содержания сырца мусковита — путем сравнения частных от деления величины содержания промсырца, приведенного к размеру 50 ( $C_{ш}$ ), на содержание забойного сырца ( $C_з$ ), т. е. сравнения условных показателей качества промсырца (в таблице они обозначены буквой Ц):

$$\text{Ц} = \frac{C_{ш}}{C_з}$$

Величину сходимости данных кернового и валового опробования мы вы-

## Сходимость данных валового и kernового опробования при определении качества слюды мусковита

Сопоставляемая величина	Показатель сходимости	Медиана—средняя величина $K$	Коэффициент корреляции	Систематическая ошибка	Вероятность получения результатов с ошибкой $\pm 35\%$	Разброс данных
Содержание промсырца, приведенного к размеру 50— $C_{II}$	$K_1$	0,93	0,54	+0,07	68,8	0,31—6,54
Показатель качества слюды	$K_2$	0,94	0,76	+0,06	65,7	0,48—5,73
Выход промсырца, %	$K_3$	0,94	0,78	+0,06	72,0	0,5—1,6

разили, как отмечено выше, величиной  $K$  (поправочный коэффициент, полученный от деления  $\frac{X}{\bar{X}}$ , например  $\frac{C_{пгорн.}}{C_{пбур.}}$ ).

Касаясь результатов сопоставления данных валового и kernового опробования, приведенных в табл. 2, следует отметить, что они близко сходятся. При определении выхода промсырца наблюдается шестипроцентная ошибка в сторону завышения данных по бурению. Природа этого расхождения определяется принятой технологической схемой: в вес слюды забойного сырца kernовых проб включается вес скрапа № 1, тогда как при отработке слюды валовых проб его не учитывают. Таким образом, слюда kernовых проб перед обработкой на промсырец уже несколько обогащена, что приводит к повышенному среднему выходу промсырца от забойного сырца.

Вероятность определения выхода промсырца с ошибкой  $\pm 35\%$  довольно высока — 72%, а разброс  $K_3$  невелик: 0,5—1,6. Как и предполагалось, значительно менее точно по kernовым пробам определяется содержание промсырца, приведенного к размеру 50 (табл. 2). Здесь мал коэффициент корреляции (0,54) и больше разброс крайних значений коэффициента  $K_1$ . Однако средняя величина этого коэффициента близка к единице (0,93) и обнаруживает небольшую систематическую ошибку данных по бурению (7% в сторону завышения).

Показатели качества слюды промсырца по валовым и kernовым пробам сходятся значительно лучше. Об этом свидетельствует более высокий коэффициент корреляции этих величин, равный 0,76. Это является следствием того, что при определении показателя качества слюды по kernовым пробам исключено влияние ошибок определения содержания в породе забойного сырца, о чем упоминалось выше. Как видно из табл. 2, здесь меньше размах частных ошибок, ложная положительная ошибка определения качества слюды составляет 6%, а вероятность получения результатов с допустимой ошибкой ( $\pm 35\%$ )—65,7%. Эта цифра, конечно, не является удовлетворительной. Она снижена за счет тех же двух случаев, когда в жилах 233 и 371 скважины не вскрыли высокое содержание крупной слюды, но результаты сопоставления, по-видимому, все же следует признать удовлетворительными, если учесть наличие неопасных 15% ложных отрицательных ошибок, которые повышают вероятность получения результатов с допустимой ошибкой до 80%. Здесь ложные отрицательные ошибки, занижающие показатель качества слюды, мы относим к допустимым потому, что они не ведут к неверной оценке месторождений и неоправданным расходам на эксплуатационную разведку.

Конечно, такие ошибки могут привести к тому, что балансовые запасы, по данным скважинной разведки, будут отнесены к забалансовым. Однако это не вызывает больших опасений. Действительно, запасы только одного из 32 разведанных блоков перешли из группы балансовых в забалансовые. Отмечен один случай, когда забалансовые запасы, по данным буровой разведки, могли быть отнесены к балансовым. Таким образом, в наших экспериментальных работах вероятность правильного определения принадлежности разведанных запасов к балансовым составила 94%.

Выше было показано, что по данным буровой разведки достаточно надежно подсчитывается количество запасов месторождений мусковита. Решение же вопроса о соответствии этих запасов установленным кондициям до настоящего времени подвергалось сомнению, в связи с убеждением, что выход промсырца и его размерность, а отсюда и содержание приведенного к размеру 50 промсырца по данным скважин определено быть не может.

Но выполненные экспериментальные работы свидетельствуют об обратном — соответствие установленным кондициям по данным буровой разведки определяется с высокой достоверностью. Конечно, статистических данных еще недостаточно для решения многих частных вопросов, например о величине оправдываемости определения качества слюды различных типов при разных уровнях содержаний крупной слюды в пегматите и пр. Над этим нужно еще работать, но определять принадлежность разведанных на больших глубинах запасов к группе балансовых по установленным кондициям можно уже в настоящее время. Все это относится к месторождениям Мамско-Чуйского района.

В Карело-Мурманском районе экспериментальные работы с целью установления возможности определения содержания приведенного промсырца по керну выполнены лишь по 13 объектам.

В связи с тем, что для Карело-Кольского района кондиции установлены по уровню содержания промсырца, приведенного не к размеру 50, как в Мамско-Чуйском районе, а к размеру 25, с учетом сортности мусковита, обработка кривой слюды была здесь несколько иной, но принцип оценки, предложенный ВИМСом, остался тем же. Ее изменения вызывались также особенностями слюды этого района, кристаллы которой более крупные и высококачественные. Результаты исследований положительные, но экспериментальные работы с целью накопления статистических данных продолжаются.

## Выводы

1. Сомножители, входящие в расчет содержания приведенного промсырца, определяются с различной погрешностью:

содержание забойного сырца определяется с допустимой ошибкой (при условии равномерного распределения скважин в блоке, высоком выходе керна ( $>80\%$ ), высоком содержании мусковита в пегматите ( $>15-20 \text{ кг/м}^3$ ) и достаточном числе пересечений (5 и больше в Мамско-Чуйском районе, 6—7 в Карелии и Мурманской области));

выход промышленного сырца, по данным кривой опробования, имеет некоторую положительную систематическую ошибку, так как в анализ поступает забойный сырец, предварительно несколько обогащенный (без учета веса скрапа № 1), и кривая слюды обрабатывается в лабораторных условиях более тщательно;

выход крупной слюды-промсырца первой и второй групп (размер 100 и 50), по данным кривых проб, несколько занижен;

показатели содержания промсырца в пегматите, по данным валовых и кривых проб, имеют большую сходимость. Так, по Мамско-Чуйскому

району вероятность получения содержания промсырца с допустимой погрешностью ( $\pm 35\%$ ) составляет 68,8%;

наиболее высокая сходимость у показателей качества слюды, свободных от влияния погрешностей содержания забойного сырца. В Мамско-Чуйском районе вероятность определения ценности промсырца с допустимой погрешностью составляет 65,7%, а вместе с отрицательными ошибками, не вызывающими неоправданных горных работ, эта вероятность достигает 80%; в Карелии и Мурманской области — 71,4%.

2. По данным кернового опробования как в Мамско-Чуйском районе, так и в Карелии и Мурманской области балансовые месторождения с уверенностью отличались от забалансовых.

3. На основе выполненных работ можно рекомендовать ГКЗ СССР использовать при утверждении запасов мусковита данные о содержании приведенного промсырца, полученные при опробовании керна. При этом, конечно, необходимым условием является соблюдение правил разведки месторождений скважинами колонкового бурения.

4. Глубоко залегающие от поверхности месторождения мусковита первой и второй групп могут детально разведываться скважинами колонкового бурения. Их запасы могут подсчитываться по категории  $C_1$  без применения подземных горных выработок.

5. Данные колонкового бурения по месторождениям третьей группы служат основанием для проекта детальной разведки месторождения подземными горными выработками.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борзунов В. М. Геолого-промышленная оценка месторождений нерудного минерального сырья. М.: Недра, 1965. 272 с.
2. Иванов Г. В. Определение содержания мусковита по керну колонкового бурения. — Разведка и охрана недр, 1963, № 12, с. 15—16.
3. Лунина О. П. О новом методе опробования слюдоносных пегматитов. — Разведка и охрана недр, 1963, № 12, с. 17—21.
4. Петров М. П. Теоретическое обоснование возможности опробования месторождений слюды по керну. — В кн.: Поисковые критерии и разведка слюдоносных пегматитов. М.: Недра, 1979. с. 10—20.
5. Родионов Г. Г., Роненсон Б. М. Оценка месторождений при поисках и разведках (слюда). М.: Недра, 1972. 216 с.
6. Родионов Г. Г., Костин Н. Е., Калугин Е. Н., Петров М. П. Керновое опробование на месторождениях слюды. — Разведка и охрана недр, 1978, № 8, с. 18—22.

*Всесоюзный институт минерального сырья,  
ПГО «Иркутскгеология»*

**Е. В. Тарасов, А. П. Баранов**

#### **ОСОБЕННОСТИ РАЗВЕДКИ МУСКОВИТОНОСНЫХ ЖИЛ РАЗЛИЧНЫХ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ СКВАЖИНАМИ КОЛОНКОВОГО БУРЕНИЯ**

Мамско-Чуйский район — один из известных слюдоносных районов мира. В геологическом аспекте он приурочен к Мамскому синклинорию, прослеживающемуся в северо-восточном направлении на расстояние 300 км при ширине 35—40 км.

Продуктивной является часть метаморфической толщи, относимой к мамской подсерии патомской серии верхнепротерозойского возраста, сложенной разнообразными гнейсами и сланцами, мраморами, кварцитами, известково-силикатными породами.

По мнению большинства исследователей Мамско-Чуйского района [1, 2, 5, 7, 8], формирование структуры Мамской толщи происходило в два этапа тектогенеза — линейной северо-восточной складчатости и поперечной субширотной складчатости.

Первый этап характеризуется образованием вытянутых линейных складок, в основном изоклиналильного типа. Во второй этап происходит формирование наложенных пологих поперечных складок северо-западного простирания, диагональных S-образных складок и флексуобразных структур.

Каждому этапу тектогенеза соответствуют пегматиты, относимые к разновозрастным образованиям [2, 3, 5, 6, 9].

С этапом линейной северо-восточной складчатости связаны относительно древние, существенно плагиоклазовые пегматиты; гнейсо-пегматиты, бластопегматиты и блоковые плагиопегматиты. Промышленное значение имеют два последних типа.

В этап наложенной субширотной складчатости образовались относительно более молодые калишпатовые пегматиты, среди которых выделяются три генетических типа: дифференцированные калишпатовые пегматиты; недифференцированные калишпатовые пегматиты, гранит-пегматиты. Промышленное значение имеет только первый тип, с которым связано 85% промышленных жил района, содержащих основную массу крупноразмерных и радиодетальных слюд, являющихся в настоящее время основными объектами поисков и разведки.

Мамский слюдоносный район детально изучен наземными поисками масштаба 1 : 5000—1 : 2000. Анализ карт изученности показывает, что в пределах продуктивной полосы возможная площадь для дальнейшей постановки наземных поисков составляет около 100 км<sup>2</sup>; большая ее часть приходится на северные склоны с развитой многолетней мерзлотой. Высокая степень изученности района практически исключает возможность выявления новых слюдоносных узлов, выходящих на дневную поверхность. В районе наметилась устойчивая тенденция к снижению прироста запасов по результатам наземных поисково-разведочных работ. Так, в 1971 г. наземными работами подготовлено 44,6% всего прироста запасов, а в 1979 г. — только 18,9%.

Основной объем прироста запасов (65—70%) получен по данным буровой разведки, преимущественно на слепых слюдоносных жилах. Совершенно очевидно, что этот вид работ со временем станет основным в поисках новых слюдоносных жил и в подготовке запасов. Буровая разведка должна обеспечивать приемлемую точность определения параметров слюдоносных жил и относительно высокую достоверность подсчитываемых запасов. По сходству условий проведения разведочных работ скважинами колонкового бурения Г. Г. Родионов все мусковитоносные жилы разделяет на три группы [4]. Большинство жил Мамско-Чуйского района относится к третьей группе — наименее благоприятной для разведки скважинами.

Обобщая опыт разведки слюдоносных жил скважинами колонкового бурения в Мамском районе, можно отметить, что результаты буровой разведки в значительной степени зависят от 1) морфологического типа разведываемого объекта и его размеров, 2) залегания слюдоносной жилы относительно горизонта дневной поверхности и 3) типа ослюденения, характера распределения слюды.

Практика работ показала, что форма слюдоносной зоны предопределяет методические приемы при производстве разведочных работ, а размер объектов — размерность разведочной сети. Для зон одного морфологического типа, даже резко отличающихся по составу полевых шпатов пегматитового тела (например, пластины пологого залегания), в большинстве

случаев результаты буровой разведки сопоставимы, как сопоставима и достоверность подсчитываемых запасов.

По второму признаку выделяются зоны пологого и крутого падения либо пологого и крутосклоняющегося. Как правило, при разведке слюдоносных жил из зон пологого залегания буровыми скважинами основные подсчетные параметры (мощность, содержание) более достоверны. Для разведки жил этого типа возможно применение более редких разведочных сетей.

При буровой разведке жил с трещинным типом ослюденения достаточно точно определяются мощность ослюденелой части тела и содержание мусковита. При разведке жил с кварц-мусковитовым типом ослюденения по скважинам промышленные пробы, как правило, перемежаются с непромышленными. Мощность зоны часто занижается, так как скважина, войдя в зону, не сразу встречает кристаллы слюды. То же самое наблюдается при выходе скважин из зоны, когда последние секционные пробы находятся еще в ее пределах, но показывают нулевые содержания. Для жил и зон с пегматоидным типом ослюденения промышленные пробы наблюдаются крайне редко, так как происходит избирательное истирание слюды. При разрушении крупноблоковых пегматоидных структур керн скважин раскалывается по границе блоков минералов и по спайности мусковита, а образующиеся обломки керна способствуют механическому истиранию кристаллов. При увязке слюдоносных зон с пегматоидным типом ослюденения на первое место выдвигаются косвенные признаки.

По морфологическим особенностям и условиям буровой разведки мы выделяем четыре группы слюдоносных жил и зон:

I. Слюдоносные жилы и зоны пластинчатой, линзообразной формы пологого падения (до  $40^\circ$ ) (а — крупные, б — мелкие).

II. Слюдоносные жилы и зоны пластинчатой, линзообразной формы крутого падения (более  $40^\circ$ ).

III. Слюдоносные жилы и зоны лентовидной формы крутого падения.

IV. Слюдоносные жилы и зоны брусковидной и трубкообразной формы (а — зоны субгоризонтального залегания, б — склоняющиеся зоны).

В анализе участвовали лишь те слюдоносные жилы и зоны, морфологические признаки которых определены с достаточной достоверностью. По жилам, вовлеченным в анализ, за последние 4 года подсчитано 93% всего прироста запасов.

I. Слюдоносные жилы и зоны пластинчатой, линзообразной формы пологого падения (рис. 1) занимают, как правило, только часть пегмати-

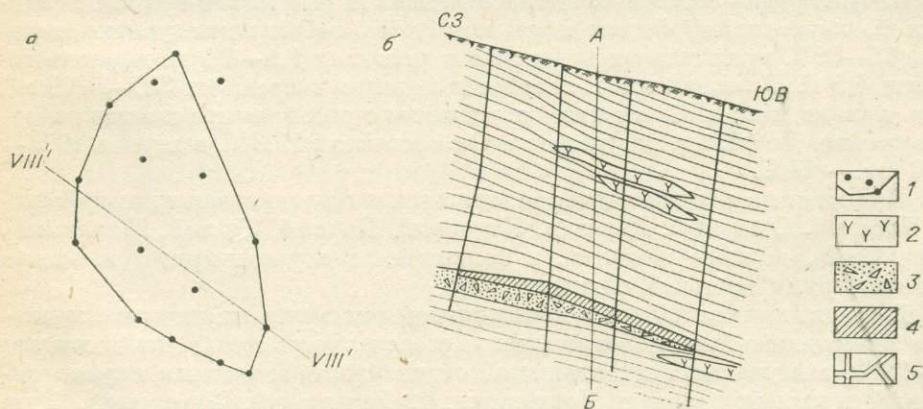


Рис. 1. Жила № 218, голец Первый (I группа, подгруппа «а»).

а — проекция зоны ослюденения на горизонтальную плоскость, б — геологический разрез по VIII'—VIII''. 1 — контуры подсчетных блоков со следами скважин на проекциях; 2 — пегматиты; 3 — зоны ослюденения (кварц-мусковитовый комплекс); 4 — промышленное ослюденение; 5 — подземные горные выработки.

тового тела, которые представляют собой субсогласные со слоистостью вмещающих пород пологопадающие образования. Приурочены пегматовые тела в большинстве случаев к пластичным породам (биотитовые, дистен-гранат-биотитовые, гранат-биотитовые графит-биотитовые гнейсы) либо к границе пород различной компетентности. Основная масса слюдоносных зон этой группы связана с плагипегматитами этапа линейной северо-восточной складчатости. Залегают они в полостях отслоения, в зонах расслоения, под экранами более пластичных пород.

Слюдоносные зоны, приуроченные к дифференцированным калишпатовым пегматитам, залегают под экранами вмещающих пород, в зонах расслоения. Преобладающими структурными разновидностями пегматита являются апографическая и неапографическая с редкими участками и зонами графических пегматитов.

Промышленное ослюденение для зон и в плагипегматитах, и в калишпатовых пегматитах связано преимущественно с кварц-мусковитовым комплексом, находящимся в тесной ассоциации с биотитом. Реже отмечаются участки с пегматоидным типом ослюденения.

Деление на крупные и мелкие жилы и зоны весьма условно и в первую очередь зависит от геометрических размеров промышленно слюдоносного блока. В большинстве случаев подгруппа крупных жил и зон несет более значительные запасы на один объект. Однако отмечаются случаи, когда крупные по размерам жилы и зоны имеют небольшие запасы в связи с низким содержанием мусковита, а объекты мелких тел порою содержат более крупные запасы.

а. Крупные слюдоносные жилы и зоны пластинчатой, лентовидной, линзообразной формы в плане представляют собой эллипсоидные, почти изометричные фигуры. Углы падения зон варьируют в пределах 18—35°. Мощность зон колеблется от 2 до 3,5 м, отмечаются случаи, когда она достигает 5—10 м. Размеры зон по площади составляют 6—28 тыс. м<sup>2</sup>.

До недавнего времени первая группа жил значительно превалировала как в общем приросте запасов, так и в приросте по слепым слюдоносным зонам. До 1975 г. ее удельный вес в приросте на глубину составлял 89,3%, в том числе по подгруппе крупных — 74,2%. В связи со значительной изученностью слюдоносных узлов, несущих промышленные жилы и зоны этой группы, обнаружить их сложнее и значимость их с каждым годом уменьшается. Так, уже в 10-й пятилетке удельный вес первой группы в приросте запасов снизился до 49%, в том числе крупных — до 35%.

б. Подгруппа мелких слюдоносных жил и зон пластинчатой, лентовидной, линзовидной формы характеризуется небольшими углами падения (15—30°), мощность их варьирует в пределах 1,1—3,2 м, нередко достигая 4,5 м. Площадь зон в плоскости падения составляет 380—5800 м<sup>2</sup>. Роль мелких жил в общем приросте запасов практически остается на одном уровне. До 1975 г. их удельный вес составлял 15,3%, в период 1976—1980 гг. — 14%.

Мусковит из слюдоносных зон, связанных с плагипегматитами (гольцы Богатый, Северный, Перевал, Кедровый, Первый, Третий, Желанный, Решающий), низкого качества, в большинстве случаев пригоден только для получения щипаной слюды.

В зонах, приуроченных к калишпатовым пегматитам, качество мусковита значительно выше. Содержание радиодетального мусковита достигает 28—35%, а в участках пегматоидной структуры наблюдается крупноразмерный мусковит (гольцы Довгокитский, Решающий, Березовый, Рудничный).

Слюдоносные жилы и зоны I группы достаточно надежно разведываются буровыми скважинами. В каждом пересечении, при наличии слюдоносной зоны, промышленные пробы следуют одна за другой либо переме-

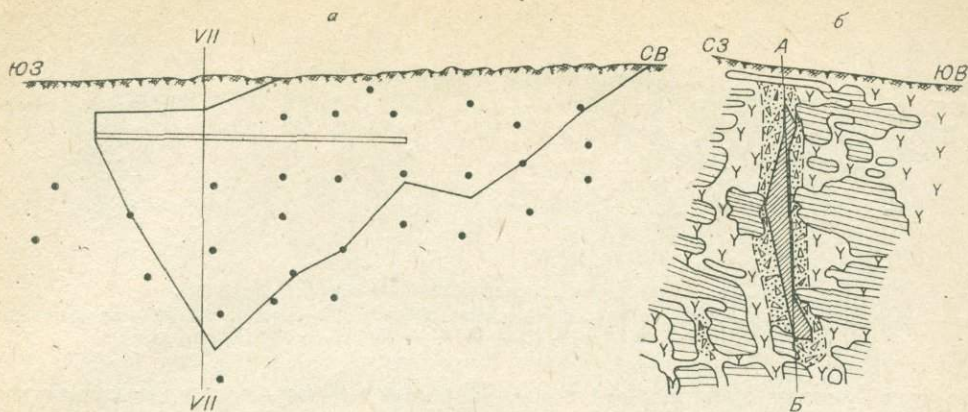


Рис. 2. Жила № 349, голец Скорняковский (II).

а — план секция зоны ослюденения на вертикальную плоскость, б — геологический разрез по линии VII—VII. Усл. обозн. см. на рис. 1.

жаются с непромышленными пробами. Заверка данных буровой разведки подземными горными выработками показала, что по керну скважин вполне удовлетворительно определяются мощность промышленной части и среднее содержание мусковита. Для крупных зон сеть буровых скважин  $80 \times 40$  м,  $60 \times 40$  м дает возможность достаточно точно произвести подсчет запасов. Дальнейшее сгущение сети ведет к незначительному (порядка 5—7%) уточнению количества запасов, но резко увеличивает стоимость разведки 1 т мусковита.

Для подгруппы мелких слюдоносных зон с целью более точного оконтурирования промышленной зоны требуется более густая сеть скважин. Обычно достоверный подсчет запасов обеспечивает сеть буровых скважин  $40 \times 40$ ,  $40 \times 30$  м.

**II. Слюдоносные жилы и зоны пластинчатой, линзообразной формы крутого падения (рис. 2).** В пегматитовых телах этой группы слюдоносная зона занимает только часть тела, приурочиваясь либо к зальбандам, либо к центральной его части. По отношению к вмещающим породам пегматитовые тела являются секущими, они выполняют апофизы, сквозные и ступенчатые разрывы. Наиболее распространенный тип — диагонально секущие пегматитовые тела. Сложены они пегматитом неяснографической, апографической, графической, реже пегматоидной структурами с преимущественным плагиоклаз-микроклиновым и микроклиновым составом полевых шпатов. Кварц-мусковитовый комплекс, часто развивающийся вдоль крупных лейст биотита, представляет основной тип ослюденения. Мусковит характеризуется небольшим размером кристаллов и очень высоким качеством. Из жил этой группы добывается значительная, а для отдельных участков района основная масса радиодетального мусковита. В виде небольших гнезд отмечается пегматоидный тип ослюденения (поставщик крупноразмерного мусковита).

Размеры зон по простиранию достигают 150—200 м. С увеличением степени изученности месторождения резко повышается значимость жил II группы. Если за период до 1975 г. ее удельный вес в приросте запасов составлял 9,8%, то за 4,5 года 10-й пятилетки он вырос до 38%. Все больше слюдоносных узлов, несущих этот тип, вовлекается в разведку.

Промышленные жилы этой группы разведываются скважинами колонкового бурения хуже, чем группы I. В большинстве пересечений промышленных проб больше переважают пустые, причем часто количество пустых проб больше, чем промышленных. Это положение затрудняет досто-

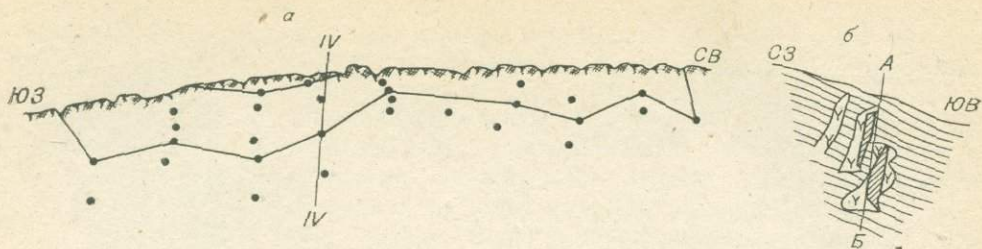


Рис. 3. Жила № 381, голец Пегматитовый (III группа).

а — проекция зоны ослюденения на вертикальную плоскость, б — геологический разрез по линии IV—IV. Усл. обозн. см. на рис. 1.

(ерную увязку слюдоносной зоны. Нередки случаи, когда скважина не встречает кристаллов мусковита, хотя налицо все косвенные признаки крупноблоковые структуры, состав полевых шпатов, развитый кварц-мусковитовый комплекс, наличие акцессорного берилла, турмалина, апатита, сульфидов и др.). Для достоверного оконтуривания промышленного блока требуется более густая сеть скважин. Обычно размер сети составляет  $40 \times 40$ ,  $40 \times 30$  м. В отдельных пересечениях необходимо пропустить пучок (2—3 дополнительных ствола) скважин, что позволяет достаточно уверенно оценить мощность зоны и содержание мусковита.

III. Слюдоносные жилы и зоны лентовидной формы крутого падения (рис. 3) включают наибольшее количество мусковитоносных жил, связанных преимущественно с калишпатовыми пегматитами. Для жил, относящихся к этой группе, характерно наибольшее разнообразие морфологических типов. Большинство жил и зон этой группы залегает в трещинах отрыва на сводах складок, в ступенчатых разрывах, во внутрипластовых разрывах, в апофизах. По отношению к слоистости вмещающих пород среди жил этой группы выделяются согласные, диагонально, поперечно и продольно секущие. Жильные тела сложены пегматитами преимущественно плагиоклаз-микроклинового и микроклинового состава. Наиболее распространенные их структурные разновидности — неяснографическая, графическая, апографическая, реже пегматоидная. В зальбандах жил часто отмечаются маломощные оторочки пегматита мелкозернистой структуры.

Слюдоносные зоны в большинстве случаев занимают лишь часть пегматитового тела, локализуясь либо у контактов, либо в центральной части. Текстура пегматитовых тел участковая-зональная, зональная. Падение зон довольно крутое ( $40-90^\circ$ ), часто отмечается склонение слюдоносных зон, однако по склонению они прослеживаются на небольшие расстояния. По простиранию размеры зон варьируют в пределах 50—250 м, а по падению 10—60 м. Мощность слюдоносных зон колеблется в пределах 1,5—12,0 м.

Основным типом ослюденения является кварц-мусковитовый комплекс. Довольно часто в жилах этой группы ослюденение связано также с пегматитом пегматоидной структуры. Мусковит названных двух типов имеет высокое качество и пользуется повышенным спросом в горнодобывающей промышленности.

Мусковитоносные жилы этой группы наиболее трудно разведываются скважинами колонкового бурения. По большинству пересечений наблюдаются только единичные промышленные пробы, довольно часто скважины показывают отрицательный результат. Даже применение пучка скважин приводит к неоднозначным результатам. Для оценки промышленной значимости жилы по данным керн скважин широко используются косвенные признаки слюдоносности: наличие крупноблоковых пегматитов плагио-микроклинового состава неяснографической, графической, апографической структур, развитого кварц-мусковитового комплекса, лейст био-

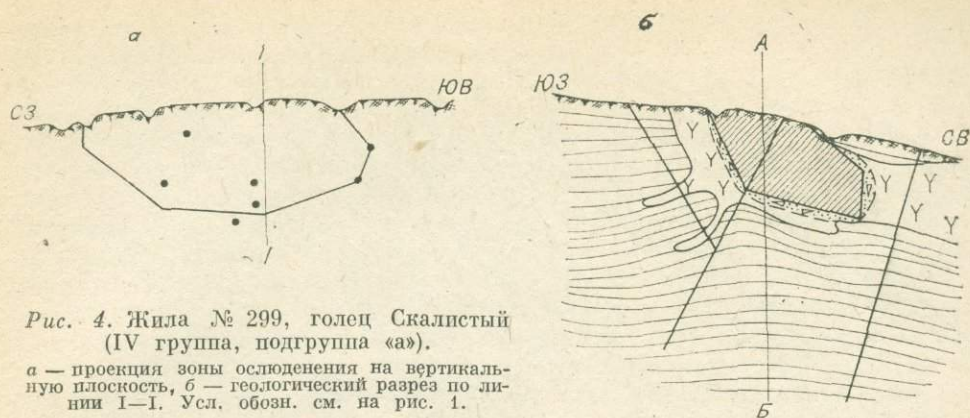


Рис. 4. Жила № 299, голец Скалистый (IV группа, подгруппа «а»).

а — проекция зоны ослюдения на вертикальную плоскость, б — геологический разрез по линии I—I. Усл. обозн. см. на рис. 1.

тата, аксессуарных минералов (турмалина, берилла, апатита, сульфидов и др.). Разведка жил затруднена из-за их малых размеров по падению. Учитывая это, для разведки применяют только прямоугольную или ромбовидную сеть (с ячеей  $40 \times 30$ ,  $40 \times 20$ ,  $40 \times 10$  м) с расположением длинной стороны прямоугольника по склонению.

Жилы этой группы многочисленны, но значение их в приросте запасов при разведке на глубину скважинами пока невелико, так как до 1975 г. удельный вес в приросте запасов, получаемый по этим жилам, составил только 0,7%, в 1975—1980 гг. — уже 2%. Несомненно, что с совершенствованием методики разведки жил подобного морфологического типа, технологии проходки скважин, использования буровых наконечников диаметром 76 мм и более значимость жил и зон этой группы будет расти. В бу-

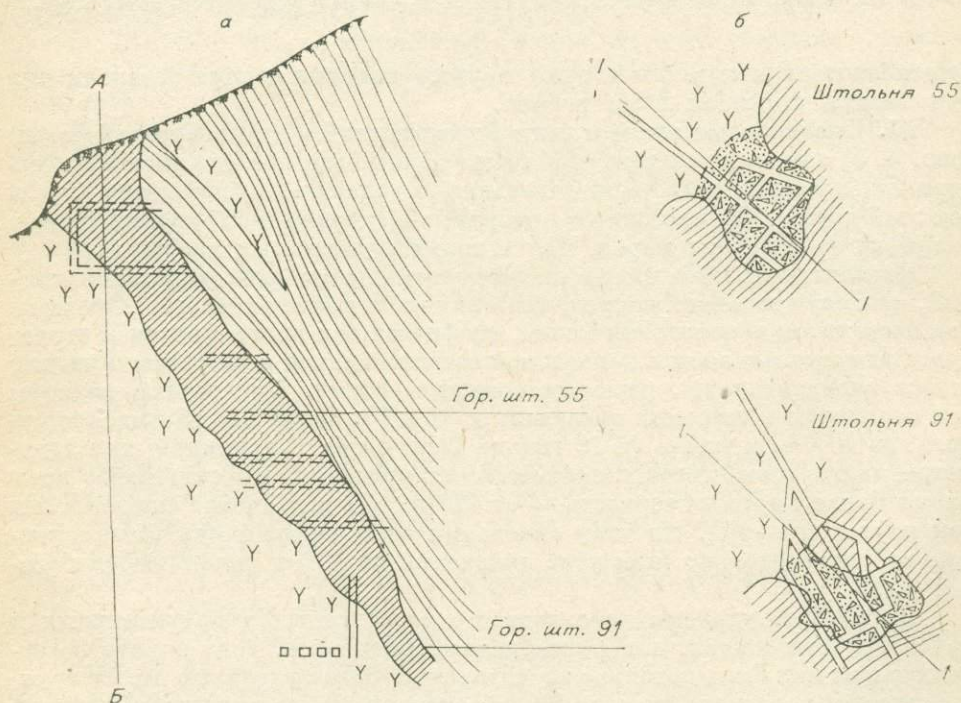


Рис. 5. Жила № 66, голец Восточный (IV группа, подгруппа «б»).

а — геологический разрез по линии I—I, б — геологические планы горизонтов. Усл. обозн. см. на рис. 1.

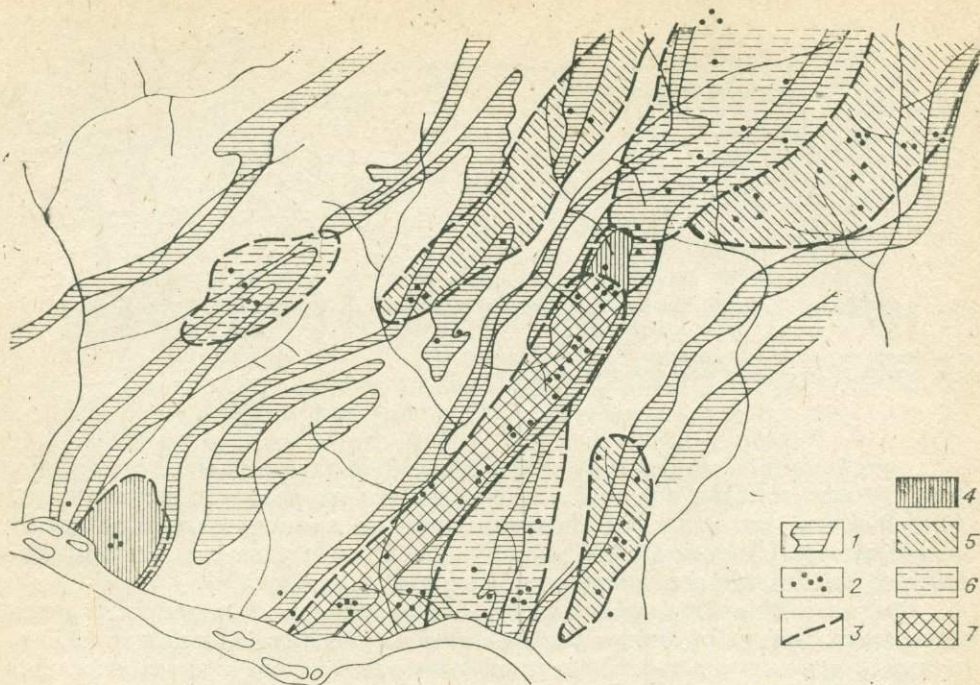


Рис. 6. Схема районирования Витимского месторождения по морфологическим типам слюдоносных жил.

1 — горизонты дистенсодержащих метаморфических пород; 2 — слюдоносные жилы; 3 — границы распространения жил различных морфологических типов; 4 — жилы и зоны лентовидной и линзовидной формы пологого залегания; 5 — жилы и зоны пластинчатой формы крутого падения; 6 — жилы и зоны лентовидной формы крутого падения; 7 — жилы и зоны трубообразной формы.

дущем лентовидные жилы и зоны крутого падения станут резервом для пополнения сырьевой базы района.

**IV. Слюдоносные жилы и зоны брусковидной и трубообразной формы** (рис. 4, 5) немногочисленны, но весьма ценны, так как они являются основными поставщиками радиодетального мусковита. Становление жил и зон этой группы происходило в камерах, образуемых во внутрипластовых разрывах вмещающих пород, или в зонах ступенчатых разрывов.

Пегматитовые тела имеют преимущественно плагиоклаз-микроклиновидный, реже существенно микроклиновидный состав полевых шпатов. Сложены они пегматитом неяснографической, графической и апографической структур. Слюдоносные зоны в поперечном сечении близки к изометричным или имеют эллипсовидную, реже серповидную форму. Поперечные размеры зон варьируют в широких пределах: от  $15 \times 7$  м (жила 228 гольца Восточного) до  $70 \times 40$  м (жила № 19 гольца Северного). С глубиной жил параметры также колеблются в значительных пределах. По склонению зоны имеют большую протяженность — от 120 до 420 м. Падение слюдоносных зон крутое ( $70-90^\circ$ ). По углу склонения зоны разделяются на залегающие субгоризонтально (при угле склонения до  $40^\circ$ ) и склоняющиеся (более  $40^\circ$ ).

До 1975 г. удельный вес запасов, разведанных в брусковидных и трубообразных жилах, измерялся долями процентов, хотя добыча по отдельным из них была довольно значительной. Затем удельный вес IV группы в приросте запасов достиг 11%, в том числе по подгруппе субгоризонтальных 3% и подгруппе склоняющихся 8%.

Доминирующим типом ослюденения является кварц-мусковитовый комплекс. Кристаллы мусковита имеют призматический облик, пластин-

чатое строение, преимущественно небольшие размеры ( $2 \times 3$ ,  $3 \times 4$ ,  $8 \times 10$  см), но они очень высокого качества.

Эта группа жил чрезвычайно неблагоприятна для разведки скважинами колонкового бурения. Ввиду малого поперечного сечения для разведки жил применяется очень густая сеть скважин ( $40 \times 20$ , чаще  $40 \times 10$  м). Даже при такой сети на глубину уверенно прослеживается только пегматитовое тело. При разведке жилы № 19 гольца Северного Витимской экспедицией ГОКа «Мамслюда» и жилы № 83 гольца Северного Мамско-Чуйской экспедицией была подмечена интересная особенность: по буровым скважинам, пройденным в заведомо слюдоносной зоне, только 30% керновых проб показывают промышленное содержание. Причина этого не вполне ясна. Отмеченное явление не позволяет дать достоверную оценку жил группы ни по мощности, ни по характеру слюдонасыщения, ни по количеству запасов. Практика работ показала, что все эти параметры можно получить только при разведке жил скважинами в сочетании с подземными горными выработками, с обязательным валовым опробованием всех выработок.

Выделенные четыре морфологические группы слюдоносных зон охватывают большинство известных жил района. В пределах месторождений жилы и зоны различных морфологических типов размещаются не хаотически, а локализуются в отдельные участки и зоны. По характеру размещения слюдоносных жил и зон различных морфологических групп нами проведено районирование площади Витимского месторождения (рис. 6). В его пределах достаточно четко выделяются участки с развитием следующих морфологических групп.

1. Жилы и зоны лентовидной и линзовидной формы пологого залегания — участки гольцов Противокотовского, Северного.

2. Жилы и зоны пластинчатой, линзообразной формы крутого падения — участки гольцов Светлого, Открытого, Вершина Мал. Северки, Студенческого, Промежуточного, Трудного.

3. Жилы и зоны лентовидной формы крутого падения — участки гольцов Горелого, Дальний Исток, Космического, Богатого, Скрытого, Трудного.

4. Жилы и зоны трубообразной формы — участки гольцов Западного, Восточного, Кедрового, Ягодного, Северного.

Такое районирование в сочетании с геолого-структурными факторами локализации слюдоносных жил позволяет организовывать буровые поиски с определенной плотностью сети, что исключает возможность пропуска жил. На стадии буровой разведки знание морфологических типов позволяет вести более целенаправленное и экономное бурение скважин.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. 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: изд. Иркут. геол. упр., 1960, вып. 6 (27), с. 64—78.
2. Родионов Г. Г. Типы слюдоносных пегматитовых тел и их промышленная оценка. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 84 с.
3. Родионов Г. Г. Обзор представлений о генезисе пегматитов. — В кн.: Слюдяные пегматиты. М.: изд. ВИМС, 1974, с. 3—15.
4. Родионов Г. Г., Костин Н. Е., Калугин Е. Н. Группировка слюдяных месторождений по условиям опробования скважинами и достоверность данных кернового опробования. — В кн.: Поисковые критерии и разведка слюдоносных пегматитов. М.: Недра, 1979, с. 15—24.

5. Соколов Ю. М. *Метаморфогенные мусковитовые пегматиты*. Л.: Наука, 1970. 190 с.
6. Тарасов Е. В., Галкин Г. А., Дорохин В. К. Закономерности размещения пегматитов Северо-Байкальской мусковитоносной провинции.— В кн.: *Мусковитовые пегматиты СССР*. Л.: Наука, 1975, с. 191—197.
7. Чесноков В. Н. Условия формирования мамских пегматитов.— В кн.: *Геология и генезис мусковитовых пегматитов*. Краткие тезисы докл. Всесоюз. теорет. конф. Л.: изд. ИГГД, 1973, с. 63—64.
8. Чесноков В. Н. О происхождении и развитии поперечных флексуорообразных складок в Мамском районе.— *Геол. и геофиз.*, 1975, № 10, с. 124—125.
9. Шмакин Б. М. Гетерогенность и конвергентность мусковитовых пегматитов (на примере Мамского района).— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1967, № 7, с. 27—36.

*ПГО «Иркутскгеология»*

## СОДЕРЖАНИЕ

### Часть I. Геохимия пегматитов

Б. М. Шмакин. Некоторые коренные вопросы геохимии гранитных пегматитов	3
Я. А. Косалс. Геохимические особенности пегматитоносных гранитных формаций	14
В. А. Макрыгина. Геохимические особенности пегматитовых поясов, связанных с разными типами мигматитовых комплексов	30
А. В. Спиридонов. Методика возрастного расчленения и картирования гранитоидов в мусковитоносных районах (на примере Мамской провинции мусковитовых пегматитов)	42
В. В. Бутвин, В. И. Федоров. Зональность пегматитовых полей и химизм некоторых породообразующих минералов	52
В. В. Гордиенко, Н. И. Пономарева, М. Е. Салье. Геохимические особенности пегматитов Беломорья	63
В. Е. Загорский. Геохимия и геохимические критерии специализации мезозойских редкометалльных пегматитов Сибири	75
В. М. Макагон, И. А. Полетаев, Г. М. Еремин. Геолого-структурные и геохимические особенности двух типов редкометалльных пегматитов	97
Б. М. Шмакин, В. А. Ширяева. Геохимия редкоземельных элементов в гранитных пегматитах Прибайкалья	104
В. Г. Боголепов, Б. М. Найденов, Э. Я. Польшвинный. Генетические особенности формирования камерных пегматитов в верхнепалеозойских гранитных интрузивах Бектаута и Акчатау на основании изучения изотопии Ag из реликтов растворов	120

### Часть II. Методы поисков пегматитов

М. П. Петров. О методике минерагенического анализа и глубинных поисков месторождений мусковита	124
В. Н. Мораховский. Латентные структуры Чуйского месторождения и возможность улучшения методики поисковых работ на мусковит	130
Н. А. Солодов. К методологии геохимических поисков редкометалльных пегматитов	135
Г. С. Вахромеев, А. Ю. Давыденко, Е. Л. Емельянов, А. М. Фадеев. Количественное прогнозирование редкометалльных пегматитов по комплексу геофизических и геохимических данных	144
Ю. А. Садовский, Е. П. Пушко, А. Г. Михайлов, Н. И. Степаненко, О. С. Маринкин, А. В. Тушцын. Основные методические аспекты поисков редкометалльных гранитных пегматитов	154
В. Е. Загорский, В. М. Макагон. Некоторые вопросы генезиса и практического использования эндогенных ореолов редкометалльных пегматитов	165
В. А. Каложный, А. Д. Матвиенко. Геохимия газовых компонентов минералообразующих флюидов и практика поисков закрытых запорышевых пегматитов	182
Г. Г. Родионов, Е. Н. Калугин, Е. В. Тарасов. Основные положения разведки месторождений слюды-мусковита с помощью скважин колонкового бурения	191
Е. В. Тарасов, А. П. Баранов. Особенности разведки мусковитоносных жил различных морфологических типов скважинами колонкового бурения	199

**ГЕОХИМИЯ ПЕГМАТИТОВ И МЕТОДЫ ИХ ПОИСКОВ**

Ответственный редактор **Борис Матвеевич Шмакин**

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

Редактор издательства **И. С. Цитович**  
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**  
Художник **В. В. Растегаев**  
Технический редактор **А. В. Семкова**  
Корректоры **В. А. Бирюкова, Т. Ф. Погиблова**

---

ИБ № 23032

Сдано в набор 20.01.82. Подписано к печати 28.01.83. МН-05003. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 3.  
Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 18,9. Усл. кр.-отт. 19,3. Уч.-изд. л. 20.  
Тираж 1000 экз. Заказ № 23. Цена 3 р. 20 к.

---

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

**Для получения книг почтой  
заказы просим направлять по адресу:**

- 480091 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97  
370005 **Баку**, ул. Джапаридзе, 13  
320005 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24  
734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95  
375002 **Ереван**, ул. Туманяна, 31  
664033 **Иркутск**, ул. Лермонтова, 289  
252030 **Киев**, ул. Ленина, 42  
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 2  
252142 **Киев**, проспект Вернадского, 79  
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 4  
277012 **Кишинев**, проспект Ленина, 148  
343900 **Краматорск** Донецкой обл., ул. Марата, 1  
660049 **Красноярск**, проспект Мира, 84  
443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2  
191104 **Ленинград**, Литейный проспект, 57  
197345 **Ленинград**, Петрозаводская ул., 7  
199164 **Ленинград**, Таможенный пер., 2  
196034 **Ленинград**, В/О, 9 линия, 16  
220012 **Минск**, Ленинский проспект, 72  
103009 **Москва**, ул. Горького, 8  
117312 **Москва**, ул. Вавилова, 55/7  
117192 **Москва**, Мичуринский пр., 12  
630076 **Новосибирск**, Красный проспект, 51  
630090 **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 22  
142292 **Пушино** Московской обл., МР «В», 1  
620151 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137  
700029 **Ташкент**, ул. Ленина, 73  
700100 **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43  
700187 **Ташкент**, ул. Дружбы народов, 6  
634050 **Томск**, наб. реки Ушайки, 18  
450059 **Уфа**, ул. Р. Зорге, 10  
450025 **Уфа**, ул. Коммунистическая, 49  
720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42  
310078 **Харьков**, ул. Чернышевского, 87

Некоторые коренные вопросы геохимии гранитных пегматитов. Шмакин и Б. М. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассмотрены главные геохимические черты мусковитовых, редкометалльно-мусковитовых, редкометалльных, редкоземельных и млароловых пегматитов. Вводится понятие геохимической специализации пегматитов, означающее закономерно повышенную концентрацию в пегматитах тех или иных элементов, коррелирующуюся с промышленной ценностью пегматитов. В качестве причин, обусловивших наличие различной геохимической специализации, рассматриваются: 1) термодинамическая обстановка в период образования пород, 2) специализация гранитов, с которыми генетически связаны пегматиты, 3) степень дифференциации (фракционирования) магматического остатка, 4) степень изменения пегматитов наложенными процессами, 5) состав вмещающих пегматиты пород. Среди термодинамических факторов главная роль отводится давлению. Табл. 1, библиогр. 60.

УДК 550.4 : 552.(321 + 322)

Геохимические особенности пегматитоносных гранитных формаций. Косале Я. А. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Обобщены данные по геохимии пегматитоносных гранитных формаций для четырех формаций гранитных пегматитов. Формационное и фаціальное соответствие основано на петрохимическом и геохимическом единстве пегматитоносных гранитов и пегматитов и является той генетической основой, которая позволяет при геолого-геохимических исследованиях гранитных плутонов прогнозировать формации пегматитов. Обсуждаются гетерогенность, термодинамические и геохимические условия генерации и кристаллизации гранитоидных магм пегматитоносных гранитных и пегматитовых формаций. Делается вывод, что геохимическая специализация и рудоносность гранитных и пегматитовых формаций в общем виде определяется строением и составом земной коры, флюидным режимом, соотношением и эволюцией активностей  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ , величиной окислительно-восстановительного потенциала в областях генерации магм, кислотно-щелочной эволюцией и направленностью оманационной дифференциации во время движения расплава и кристаллизации в магматической камере. Табл. 3, библиогр. 57.

УДК 550.42 : 552.4 : 552.322.2

Геохимические особенности пегматитовых поясов, связанных с разными типами мигматитовых комплексов. Макарыгина В. А. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Пегматитовые пояса, сопровождающие мигматитовые комплексы в фаціальных метаморфических сериях разных давлений, наследуют геохимическую специфику главного этапа метаморфизма и гранитизации, обусловленную особенностями исходного состава толщ и флюидного режима их преобразования. Пояса, сопровождающие мигматитовые комплексы с высоким флюидным давлением, имеют мусковитовую специализацию, образующуюся при умеренных давлениях, — редкометалльно-мусковитовую. В метаморфических фаціальных сериях низких давлений мигматитовые комплексы формируются метасоматическим путем. Геохимическая специализация и мигматитов и пегматитов при этом зависит от глубин залегания разломов, контролирующих поступление метасоматических растворов: при коровом заложении это керамические, а при мантийном — редкометалльно-редкоземельные серии. Ил. 6, табл. 3, библиогр. 19.

УДК 550.42

Методика возрастного расчленения и картирования гранитоидов в мусковитовых районах (на примере Мамской провинции мусковитовых пегматитов). Спиридонов А. В. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Выделены ранние плагиоклазовые гранитоиды (гнейсовидные пегматоидные плагиограниты  $(\Gamma_M)$ , пегматоидные плагиограниты главной  $(\Gamma_1^1)$  и дополнительной  $(\Gamma_1^2)$ , плагиогранит-аплиты жильной  $(\Gamma_1^3)$  фаз и плагиопегматиты  $(\Pi_1)$ ), молодые плагиоклаз-калишчатые (пегматоидные граниты главной  $(\Gamma_2^1)$ , граниты дополнительной  $(\Gamma_2^2)$  фаз и пегматиты  $(\Pi_2)$ ).

Их расчленение и картирование производится по совпадению минерало-петрографических, геологических (залегание, характер контактов, внутреннее строение), геохимических и декрептометрических признаков. Приведена последовательность изучения жильных образований при определении их относительного возраста.

Для отдельных полей и узлов составлены геологические карты размещения. Они информативнее карт пегматитов по структурам и полевым шпатам, которые составлялись ранее. Эти карты являются средством регионального и локального прогноза, основой для систематизации структур пегматитовых полей, изучения глубинности и морфологии узлов промышленных жил.

Показано, что расчленение гранитоидов по их относительному возрасту помогает избежать ошибки при разведке и подсчете запасов мусковита. Ил. 2, табл. 2, библиогр. 9.

УДК (553.261+550.42) : 553.677.2(571.53)

**Зональность пегматитовых полей и химизм некоторых пегматитообразующих минералов.** Бутвин В. В., Федоров В. И. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются особенности внутреннего строения флексурных изгибов и закономерности размещения мусковитовых пегматитов в их пределах.

Показано, что флексурные изгибы и площади их влияния представляют собой самостоятельные поля мусковитовых пегматитов и имеют зональное строение. На площади влияния каждого флексурного изгиба выделяются зоны согласных и секущих жил. Переход от первых зон ко вторым сопровождается изменением генетических типов мусковита в жилах и химизма пегматитообразующих минералов.

Зональность пегматитовых полей обусловлена развитием палингенных очагов и имеет пространственно-временной характер. Ил. 6, табл. 1, библиогр. 9.

УДК 550.42 : 552.322.2

**Геохимические особенности пегматитов Беломорья.** Гордиенко В. В., Пономарева Н. И., Салье М. Е. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Пегматиты Беломорья, как типичные представители слюдоносной формации, характеризуются нижекларковыми относительно средних гранитов содержаниями большинства малых элементов с относительным обогащением ранних продуктов кристаллизации анагетических расплавов пирофильными элементами (Ti, V, Cr, Mn, Ba, Sr, Zr) на фоне очень слабого накопления флюофильных элементов (Be, F, Li, Rb, Cs, Sn, Nb, Pb) в поздних производных процесса. Главной причиной такой направленной миграции малых элементов является фракционная кристаллизация. Все геохимические особенности пегматитов Беломорья объясняются близостью их локализации от источника зарождения материнских расплавов. Ил. 6, табл. 2, библиогр. 13.

УДК 550.42

**Геохимия и геохимические критерии специализации мезозойских редкометалльных пегматитов Сибири.** Загорский В. Е. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Изучены геохимические особенности мезозойских редкометалльных пегматитов различных геохимических типов — тантал-бериллиевого, бериллий-тантал-литиевого и комплексного редкометалльного. Во всех полях безрудные и несущие только оловянное орудование пегматиты отличаются от редкометалльных пегматитовых жил более высокими значениями  $\Sigma Fe, Mn, Mg, Ca$  и отношения  $Si/Al$ , низкими уровнями содержания  $Rb, Cs, Tl$  и высокими значениями  $K/(Rb+Cs)$  и  $Rb/Cs$  в калишпатах и слюдах, низкими значениями  $Rb/Ba$  в калишпатах. Редкометалльным пегматитам каждого из изученных геохимических типов свойственны свои уровни содержания редких щелочей и  $Tl$  в калишпатах и слюдах. С усилением «комплексности» характера полевой минерализации в пегматитах возрастает роль  $F$  среди летучих компонентов и снижается —  $P$ , возрастают доля спессартинового минерала в гранатах и уровни содержания редких щелочей в бериллах. Ил. 1, табл. 6, библиогр. 19.

УДК 550.4.552.322.2

**Геолого-структурные и геохимические особенности двух типов редкометалльных пегматитов.** Макагон В. М., Полетаев И. А., Еремин Г. М. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приводятся данные по геолого-структурному положению двух полей редкометалльных пегматитов, внутреннему строению и составу пегматитовых тел. Различные тектонические и физико-химические условия формирования пегматитовых полей обуславливают выделение среди изученных пегматитов двух типов: 1) пегматиты высоких давлений и неспокойного тектонического режима, 2) пегматиты низких давлений и спокойного тектонического режима. Табл. 3, библиогр. 5.

УДК 550.42 : 552.322.2

**Геохимия редкоземельных элементов в гранитных пегматитах Прибайкалья.** Шмакин Б. М., Ширяева В. А. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приводятся результаты определения индивидуальных редкоземельных элементов (РЗЭ) в ортитах, сфенах, гранатах из пегматитов Приольхонья и Слюдянского района. Одноименные минералы из пегматитов этих двух районов различаются по суммарным содержаниям и спектрам РЗЭ: сфены, гранаты и ортиты Приольхонья характеризуются повышенным относительным количеством иттрия и иттриевых лантаноидов. Количество индивидуальных РЗЭ коррелируется с их содержанием в валовых пробах пегматитов. В пределах Приольхонья различаются составы ортитов палеозойских и допалеозойских пегматитов. Соотношения между лантаноидами определяются специализацией пегматитов, а также региональными различиями. Ил. 3, табл. 4, библиогр. 26.

Генетические особенности формирования камерных пегматитов в верхнепалеозойских гранитных интрузивах Бектаута и Акчатау на основании изучения изотопии Ar из реликтов растворов. Боголепов В. Г., Найденов Б. М., Полявинный Э. Я. Геохимия пегматитов и методы их поисков. — Новосибирск: Наука, 1983.

Изучение изотопии аргона, извлеченного из газово-жидких включений в кварцах гранитов, показало, что, во-первых, во всех пегматитовых телах аргон на 70—90% имеет воздушное происхождение и, во-вторых, соотношения воздушного и радиогенного аргона в высоко- и низкотемпературных включениях постоянны. Это свидетельствует о том, что гранитные магмы обводнялись уже в верхнем структурном этаже, а в дальнейшем система оставалась замкнутой. Табл. 1, библиогр. 11.

Некоторые вопросы выбора и обоснования участков детальных поисковых работ на мусковит в Мамско-Чуйском районе. Чесноков В. Н., Кочнев А. П., Гарник Ю. Г. Геохимия пегматитов и методы их поисков. — Новосибирск: Наука, 1983.

Поисковые работы проводятся в три стадии: предварительные наземные поиски по сети  $160 \times 10$ —15 м, детальные наземные поиски по сети  $80 \times 10$ —15 м, поисковое бурение. Участки под наземные поиски выбираются на основе крупномасштабных и детальных прогнозных карт на мусковит, составляемых путем количественной оценки информативности ведущих поисковых признаков. Оптимальный размер поисковой площади определяется исходя из предпосылки обнаружения в ее пределах минимум одной средней по размерам мусковитовой жилы, стоимость запасов слюды в которой не менее чем в 3 раза превышает полные затраты на ее поиски и разведку. Участки поискового бурения выбираются в пределах высокоперспективных площадей наземных поисков с учетом результатов проведенных здесь разведочных и эксплуатационных работ. Необходимый объем поискового бурения и рентабельная глубина скважин определяются геолого-экономическими расчетами, учитывающими стоимость ожидаемых запасов мусковита в сопоставлении с затратами на их поиски, разведку и эксплуатацию. Для обоснования перехода от первоначальной редкой сети скважин к более густой рассчитывается ожидаемая эффективность поисков как отношение суммы прогнозных запасов мусковита к общей длине проектируемых поисковых скважин. Ожидаемая эффективность должна быть не меньше фактической среднерайонной. Библиогр. 9.

О методике минералогического анализа и глубинных поисков месторождений мусковита. Петров М. П. Геохимия пегматитов и методы их поисков. — Новосибирск: Наука, 1983.

Показаны некоторые специфические трудности совершенствования методики объемного минералогического анализа и глубинных поисков месторождений слюдоносных пегматитов (СП). Приведена систематика неоднородностей СП, факторы контроля слюдоносности, статистические данные о распределении промышленно слюдоносных зон (ПСЗ) по группам пород, некоторые закономерности пространственного распределения ПСЗ и их морфометрическая классификация. Уточнены разделение СП на промышленные типы и группировка ПСЗ по условиям определения мощности.

Даны рекомендации по оптимизации поисковой сети и параметров заложения поисковых скважин. Табл. 5, библиогр. 12.

Латентные структуры Чуйского месторождения и возможность улучшения методики поисковых работ на мусковит. Мораховский В. Н. Геохимия пегматитов и методы их поисков. — Новосибирск: Наука, 1983.

На Чуйском месторождении выделено девять латентных структур, локализирующих слюдоносные жилы, определены их параметры, ориентировка и геологическая позиция. Для структур, находящихся в северо-восточной части месторождения, установлено ритмичное распределение слюдоносных объектов, для четырех из них измерена величина «шага» эквидистанции. Вычислено соотношение между слюдоносными и относительно бесплодными площадями и показаны пути улучшения поисковых работ. Ил. 1, библиогр. 3.

К методологии геохимических поисков редкометалльных пегматитов. Солодов Н. А. Геохимия пегматитов и методы их поисков. — Новосибирск: Наука, 1983.

В экзоконтактной сфере камер, заполненных пегматитовым расплавом-раствором, возникает обстановка грейзеново-гидротермального процесса. Благодаря диффузии элементов в пратически вязостойном растворе формируются ореолы, имеющие вертикальную зональность. Наиболее информативными элементами ореолов являются не редкие щелочи, а Ва, Sr, Sb, As, Hg, Ag, Sn и др. Табл. 1, библиогр. 22.

Количественное прогнозирование редкометалльных пегматитов по комплексу геофизических и геохимических данных. Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю., Емельянов Е. Л., Фадеев А. М. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Методика автоматизированной комплексной интерпретации геофизических и геохимических данных при поисках редкометалльных пегматитов включает три этапа: 1) выделение слабых геофизических аномалий с целью картирования рудоуплотняющей разрывной тектоники; 2) автоматизированный комплексный анализ поисковой информации с целью выявления участков локализации редкометалльных пегматитов; 3) составление сводной схемы интерпретации геолого-геофизических данных с количественной оценкой перспективности отдельных частей опосредованной площади. Ил. 3, табл. 3, библиогр. 12.

Основные методические аспекты поисков редкометалльных гранитных пегматитов. Садовский Ю. А., Пушко Е. П., Михайлов А. Г., Степаненко Н. И., Маринкив О. С., Туицци А. В. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Прогнозирование на различных подстадиях поисковых работ основывается на знании общей структуры объектов прогноза и ее частей, выраженном в форме поисковых признаков и критериев, отражающих отношения и связи пегматитов с условиями их нахождения и факторами их образования. Оно производится методами оптимального сочетания благоприятных факторов (положительных и отрицательных поисковых критериев), построения поисковых моделей и экспертных оценок и получает выражение в построении прогнозных карт-накладок. Приводится конкретный пример прогнозирования и оценки на глубину пегматитового поля с помощью геофизических и геохимических методов. Табл. 3, библиогр. 24.

Некоторые вопросы генезиса и практического использования эндогенных ореолов редкометалльных пегматитов. Загорский В. Е., Макагон В. М. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Геохимические аномалии в полях редкометалльных пегматитов полигенны. Аномалии, обусловленные допегматитовыми процессами, отличаются от околожилльных ореолов по отношению калия к редким щелочам. В предпегматитовый этап формируются ореолы Li, Rb, Cs, пегматитовых полей в целом, подобные змационным ореолам интрузий. Они могут использоваться для оконтуривания слабо вскрытых пегматитовых полей. Околожилльные ореолы Li, Rb, Cs, Sn, В, F, Р и ряда других элементов связаны с зонами изменений вмещающих пород. Ореолы вторичных минералов (гольмквисит, литий-железо-магнезиальные слюды, литиевые хлориты, турмалины) наряду с ореолами редких элементов могут успешно использоваться для поисков и оценки редкометалльных пегматитов. Источником и путями транспортировки вещества, мигрирующего из пегматитовых камер во вмещающие породы, являются межкластерные зоны пониженной вязкости, куда «сбрасываются» сверхстехиометрические компоненты при кристаллизации пегматитового расплава-раствора. Состав флюида в этих зонах не одинаков во всем объеме камер, что обуславливает различия в составе и строении ореолов в разных участках экзоконтактов жил. Ил. 2, табл. 5, библиогр. 28.

Геохимия газовых компонентов минералообразующих флюидов и практика поисков закрытых занорышевых пегматитов. Калужный В. А., Матвиенко А. Д. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Занорышевые (гнездовидные, камерные) пегматиты сопровождаются зональными ореолами эндогенных газов, содержащихся в микровключениях в минералах околопегматитовых гранитов. Газовые остаточные ореолы возникли в процессе последовательной кристаллизации гранитов и движения летучих к очагам их аккумуляции в протопегматитовых обособлениях. Общая тенденция увеличения отношения  $CO_2/N_2$  и значения  $\delta S^{34}$  углерода углекислоты от ранних высокотемпературных к более поздним низкотемпературным образованиям в пегматитах также характерна для околопегматитовых гранитов. Сопреженное увеличение количества  $CO_2$  и суммарного содержания газов в пробах гранита с приближением к пегматиту отражает преобладающее положение  $CO_2$  в составе постмагматических флюидов (исключая воду). Это послужило основой для разработки эндогенноуглекислотного метода поисков «слепых» пегматитовых тел. На примере занорышевых пегматитов иллюстрируется эффективность метода в поисках новых объектов и оценки перспективности участков гранитоидных интрузивов. Ил. 5, табл. 1, библиогр. 18.

УДК 550.812.01 : 553.677.2

Основные положения разведки месторождений слюды — мусковита с помощью скважин колонкового бурения. Родионов Г. Г., Калугин Е. Н., Тарасов Е. В. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Для решения вопросов о достоверности результатов ядерного опробования проводится сопоставление данных ядерного и валового опробования в одних и тех же блоках, разведанных скважинами и заверенных горными выработками. Достоверное определение содержания забойного сырья по керну имеет место при равномерном распределении скважин в блоке, высоком выходе керна (80%) и достаточном числе пересечений при высоком содержании слюды в пегматите. По данным ядерного опробования как в Мамско-Чуйском районе, так и в Карелии и Мурманской области балансовые месторождения с уверенностью различались от забалансовых. Табл. 2, библиогр. 6.

УДК 550.812.01 : 553.677.2

Особенности разведки мусковитоносных жил различных морфологических типов скважинами колонкового бурения. Тарасов Е. В., Баранов А. П. Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука, 1983.

Поиск слепых слюдоносных жил со временем станет основным в разведке и подготовке запасов слюд. По условиям буримости выделено четыре морфологических типа слюдоносных зон, содержащих часть запасов, числящихся на балансе района. Выявлены закономерности размещения слюдоносных жил и зон различных морфологических групп и проведено районирование Витимского месторождения, что позволит организовать буровые поиски с оптимальной размерностью сети, исключающей пропуск слюдоносных жил и зон. Ил. 6, библиогр. 9.



3 р. 20 к.

3919