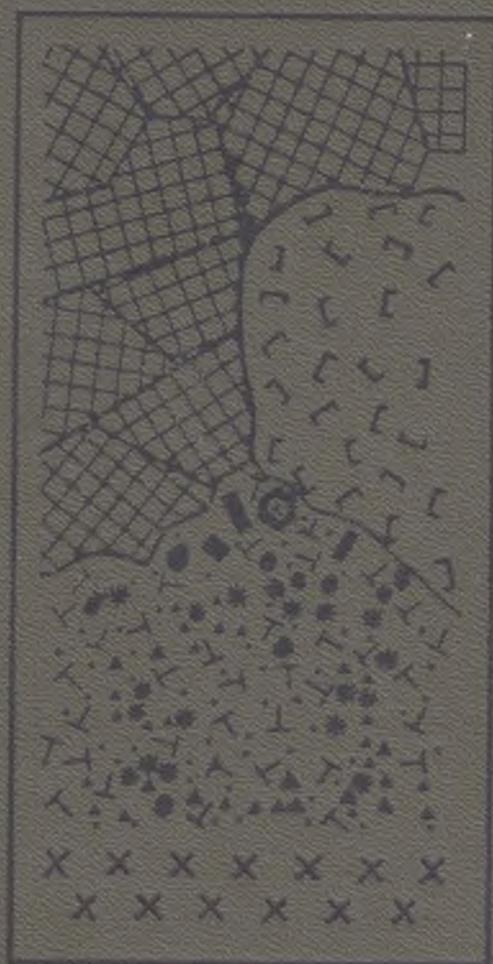


553

054



И. А. СОЛОДОВ

НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ
ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ
ПЕГМАТИТОВ

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
М И Н И С Т Е Р С Т В О Г Е О Л О Г И И С С С Р
И Н С Т И Т У Т М И Н Е Р А Л О Г И И , Г Е О Х И М И И И К Р И С Т А Л Л О Х И М И И
Р Е Д К И Х Э Л Е М Е Н Т О В

Н. А. СОЛОДОВ

НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ
ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ
ПЕГМАТИТОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1971

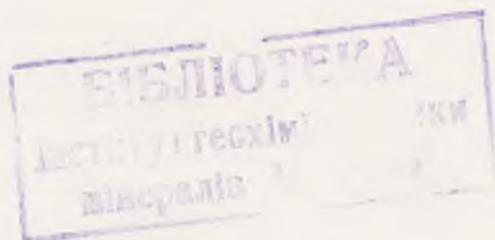
**Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов.
Н. А. Солодов.**

Работа базируется на материалах исследований автора по главным пегматитовым провинциям СССР, Китая и Афганистана. Приводится парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Рассматривается зональность пегматитовых тел по мощности, падению и простиранию. Подробно обсуждается геохимическое поведение в пегматитовом процессе калия, натрия, рубидия, цезия, таллия, лития, бериллия, тантала, ниобия и ряда других элементов. Подсчитаны кларки щелочных и редких элементов. Предлагается новая гипотеза генезиса пегматитов путем гравитационной сепарации пегматитового расплава. Характеризуются структурные, геологические, текстурные, минералогические и геохимические поисково-оценочные критерии и некоторые практические приемы перспективной оценки редкометалльных пегматитов.

Таблиц 56. Иллюстраций 60. Библ. 409 назв.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР **Ф. Н. ШАХОВ**

10428 X



ВВЕДЕНИЕ

Со дня выхода в свет последнего прижизненного издания монографии А. Е. Ферсмана (1940) «Пегматиты» прошло 30 лет. За эти годы были открыты, разведаны и детально изучены десятки новых пегматитовых полей и даже целые провинции, в том числе все самые крупные редкометальные провинции СССР; в результате значение пегматитов несоизмеримо возросло. Пегматиты, представлявшие в 20-е и даже в 30-е годы интерес как природные минералогические музеи да небольшой источник добычи слюды, керамического сырья и полудрагоценных камней, в наши дни превратились в один из важнейших генетических типов месторождений ряда остро дефицитных редких металлов, без которых немыслимо развитие современной техники и промышленности. В СССР и за рубежом основная масса лития, рубидия, цезия, тантала и бериллия добывается из пегматитов. Несмотря на открытие в последние годы новых генетических типов редкометальных месторождений, гранитные пегматиты нашей страны заключают в себе основную массу запасов лития, более половины существенно танталовых руд, значительную долю минеральных ресурсов бериллия и цезия. В зарубежных странах удельный вес пегматитов в редкометальной сырьевой базе еще более велик, особенно по цезию, рубидию (практически все 100%) и танталу (87%).

После А. Е. Ферсмана пегматиты изучали многие крупные исследователи. К. А. Власовым (1943, 1946, 1951, 1952, 1955, 1957, 1961—1964) была подробно разработана теория пегматитового процесса. В. Д. Никитин (1949, 1950, 1952, 1954а, б — 1960, 1964) разработал новое направление в понимании генезиса пегматитов. Крупные знатоки редкометальных месторождений А. И. Гинзбург (1940, 1949, 1950, 1952—1957а — в, 1960) и А. А. Беус (1948, 1951, 1954, 1956, 1957, 1959, 1960) внесли большой вклад в изучение минералогии и геохимии редкометальных пегматитов. Н. П. Ермаков (1950, 1951, 1956, 1957а, б, 1960) (1965) тщательно исследовал состав минералообразующих растворов. Г. Г. Родионов (1954, 1956, 1959, 1960, 1965) дал характеристику структур пегматитовых полей. Нами (Солодов, 1958—1962а—в, 1965а—в, 1967а, б — 1969а, е; Солодов и др., 1964—1966, 1969; Solodov, 1964) освещены закономерности внутреннего строения редкометальных пегматитов и распределения в них редких элементов. С. Г. Шавло (1958), К. Л. Бабаев (1961) и А. Ф. Соседко (1961) подробно описали отдельные пегматитовые провинции СССР. Н. В. Петровская (1937, 1941), М. Ф. Стрелкин (1938, 1946), Г. П. Барсанов (1959; Барсанов, Гинзбург, 1946; Барсанов, Шевелева, 1957), В. И. Кузнецов (1946, 1948, 1951, 1953—1955а, б), П. В. Калинин (1955—1957, 1959) значительно дополнили наши знания об особенностях строения и вещественного состава пегматитов. Из работ зарубежных авторов нельзя не упомянуть прекрасные описания пегматитовых месторождений, выполненные Ландесом (Landes, 1925, 1937), Квенселом (Quensel, 1937, 1938, 1940а, б,

1941а, б, 1945, 1946, 1952), Камероном, Джансом, Мак-Нейром, Пейджем (Камерон и др., 1951; Cameron, 1955; Cameron a. o., 1947, 1954; Jahns, 1946, 1951, 1953а, б, 1954; Jahns a. o., 1952), Хейнрихом (Heinrich, 1948, 1953), Варламовым (Varlamoff, 1955, 1958—1959) и др.

Месторождения редкометалльных гранитных пегматитов в нашей стране стали систематически разведываться на редкие элементы более 30 лет назад, если не считать эпизодического изучения их на радиоактивные элементы, проводившегося В. И. Вернадским и А. Е. Ферсманом еще в первые два десятилетия нашего столетия.

Пегматиты начали разведываться в 30-е годы с целью выявления месторождений олова. В 40-е годы их разведывали в основном на бериллий, затем главный упор стали делать на выявление литиевых месторождений. В последние годы пегматиты привлекают внимание геологов в основном как источник тантала. Можно не сомневаться в том, что в ближайшее время они окажутся предметом интенсивных поисково-разведочных работ на рубидий и цезий, спрос на которые в ближайшем будущем может катастрофически быстро возрасти в связи с разработкой планов межпланетных полетов и с использованием этих металлов в исследованиях плазмы.

Не будет преувеличением сказать, что редкометалльная промышленность как у нас, так и за рубежом выросла на базе пегматитовых месторождений.

Несмотря на крупные силы ученых, занимавшихся исследованием пегматитов после А. Е. Ферсмана и громадное развитие разведочных работ по пегматитовым месторождениям, в их изучении к настоящему времени вырисовывается весьма существенный пробел. Накопленный за десятилетия фактический материал до сих пор никем полностью не проанализирован и не обобщен в прикладном отношении применительно к поискам и оценке редкометалльных пегматитов. Нет научного анализа того, какие типы пегматитов следует считать наиболее перспективными, какие минералогические типы пегматитовых руд наиболее выгодны, с каким редкометалльным оруденением нужно и впредь искать пегматиты, а на какие элементы поиски месторождений пегматитового типа прекратить в связи с открытием новых, более перспективных типов редкометалльных месторождений.

Какова вообще роль пегматитов в создании устойчивой минерально-сырьевой базы редких элементов в стране. Этот вопрос последние 15 лет вызывает особенно ожесточенные споры между специалистами в области редких элементов. Эти споры возникли в связи с выявлением целого ряда новых типов редкометалльных месторождений, таких как лопаритоносные нефелиновые сиениты, танталоносные граниты, карбонатиты и разнообразные метасоматиты, обладающие серьезными преимуществами перед пегматитовыми месторождениями, и в первую очередь своими крупными масштабами и возможностью разработки карьерами. Наличие этих и ряда других весьма существенных достоинств позволило противникам пегматитов добиться резкого свертывания поисково-разведочных работ по пегматитовым месторождениям. При этом не было учтено, что такие весьма важные элементы, как литий и цезий, наиболее высокие концентрации образуют именно в гранитных пегматитах, и потому пегматитовые месторождения еще долго будут служить объектом разработки. А литий и цезий в свою очередь в пегматитах всегда сопровождаются танталом и бериллием. Поэтому, добывая первые два элемента, мы не можем выбрасывать в отвал остальные полезные компоненты.

Сокращение поисково-разведочных работ по пегматитам и широкий разворот их на месторождениях новых генетических типов не были обоснованы хотя бы каким-либо самым общим геолого-экономическим ана-

лизом. А между тем, например, при всей кажущейся выигрешности танталосных литионит-амазонит-альбитовых гранитов (апогранитов) они уступают главным типам редкометальных пегматитов прежде всего по комплексности редкометального сырья. В стоимостном выражении суммарной продукции, получаемой из 1000 т руды, редкометальные пегматиты будут всегда минимум в 2 раза, а то и в несколько раз богаче танталосных гранитов, поскольку последние при равном с пегматитами содержании тантала в 3—5 раз беднее пегматитовых месторождений по содержанию лития, рубидия, цезия, бериллия и даже олова.

При свертывании работ по пегматитам не было проведено и анализа состояния редкометальной сырьевой базы зарубежных стран, опыт которых весьма поучителен, ибо далеко не случайно, что за границей пегматитовые месторождения не только служат источником добычи основной массы лития, рубидия, цезия, тантала и бериллия, но и по запасам этих элементов стоят на первом месте среди всех других генетических типов редкометальных месторождений.

Правда, в прошлом были предприняты попытки частичного обобщения материалов. Например, А. И. Гинзбург (1949, 1952, 1964) почти два десятилетия назад охарактеризовал минералогические поисково-оценочные критерии, большая часть которых не потеряла своего значения до наших дней. Однако, что касается геохимических, структурных, текстурных и более общих геологических поисково-оценочных критериев, то они никем не были сведены воедино. Многие из них затерялись среди прекрасных работ таких крупных исследователей пегматитов, как К. А. Власов, А. А. Беус, А. И. Гинзбург, Е. Камерон, А. Ф. Соседко и других, а значительная часть их вообще осталась нераскрытой. Кроме того, предложенные ранее критерии не позволили давать количественной оценки предполагаемых запасов.

Большой опыт в оценке редкометальных пегматитов, накопленный за последние 20 лет при интенсивных геолого-поисковых и разведочных работах по многим пегматитовым полям Мира, остается достоянием отдельных лиц, не обобщен и не доведен до сведения широкого круга геологов. В результате все еще имеются грубые ошибки и просчеты при разведочных работах. А между тем пегматиты представляют собой, пожалуй, самые закономерные образования из всех других редкометальных и вообще рудных месторождений. Редкометальные гранитные пегматиты обладают таким стереотипным внутренним строением, что в настоящее время для правильной оценки жилы в подавляющем большинстве случаев вполне достаточно установить ее парагенетический тип и размеры, поскольку все основные исходные данные, а самое главное характер минерализации и содержание металлов, опытный геолог, особенно хорошо знающий пегматиты данной провинции, может практически безошибочно определить визуально по нескольким естественным или искусственным пересечениям пегматитового тела.

И несмотря на это, можно привести многочисленные примеры из практики, когда совершенно напрасно расходуются средства на проведение разведочных работ по заведомо бесперспективным объектам, что вдвойне плохо, поскольку к материальным потерям добавляются еще и моральные из-за необоснованной дискредитации пегматитового типа месторождений.

Не менее очевидно и то, что некоторые пегматитовые месторождения в недалеком прошлом были сильно переразведаны. Это также привело к излишним и притом значительным затратам времени и средств на их изучение и освоение. Свести к минимуму подобные ошибки в будущем и оказать помощь в выборе рациональной методики разведки пегматитовых месторождений, а также показать возможность доста-

точно точной оценки перспектив рудоносности пегматитовых тел на самой первой стадии их изучения в поле до проведения каких-либо серьезных разведочных работ — вот основная задача данной книги.

Мы считаем возможным, однако, преследовать и более широкие цели. Нам думается, что опыт изучения пегматитов должен широко учитываться при разведке и освоении редкометальных месторождений других генетических типов: редкометальных гранитов, карбонатитов, разнообразных метасоматитов и т. д. Надо полностью отрешиться от все еще широко бытующего представления о том, что редкие элементы крайне и весьма неравномерно распределены в редкометальных месторождениях. Разведочные работы, проводившиеся по пегматитам за последние 20 лет, показали, что такое представление очень часто не соответствует действительности, так как ряд элементов в определенных рудах имеет всего лишь неравномерный характер распределения.

В основу работы положены материалы собственных исследований автора, проведенных в разное время по главным пегматитовым провинциям СССР, Китая и Афганистана: Монгольскому Алтаю (1950—1953 гг.), Кольскому полуострову (1954—1959 гг.), Кальбе (1960—1963 гг.), Северному Кавказу (1960 г.), восточному склону Кашмундского хребта (1964 г.), Восточному Саяну (1965—1969 гг.), Северному Прибайкалью (1965 г.), Восточному Забайкалью (1965 г.), Уралу (1965—1969 гг.), Мугоджарам (1965—1967 гг.).

Наряду с редкометальными пегматитами в разные годы для сравнения или с целью оценки были осмотрены слюдоносные пегматиты юго-востока Кольского полуострова (1957 г.), Северной Карелии (1963 г.), р. Мамы (1965 г.) и Урала (1966 г.), а также пьезооптические пегматиты Восточного и Северного Казахстана (1963, 1967 гг.) и Урала (1966, 1967 гг.).

Поскольку основная масса собранного нами фактического материала опубликована более чем в 40 работах, в том числе в двух монографиях, мы сочли возможным максимально сократить данную работу, ограничившись изложением основных научных и практических результатов наших исследований.

Сбор и обобщение материалов по пегматитам ряда провинций СССР осуществлялся нами при участии ближайших сотрудников — соавторов многих наших работ: Д. А. Захаровского, Ю. П. Никитиной (Солодовой), В. Н. Павловой, Н. Г. Сретенской, Ю. И. Филипповой и В. А. Хвостовой. Многие тысячи высокоточных определений редких и петрогенных элементов в рудах и минералах были выполнены в аналитических лабораториях ИМГРЭ под руководством В. С. Салтыковой и Е. А. Фабриковой.

Предварительный вариант работы был просмотрен членами-корреспондентами АН СССР Л. Н. Овчинниковым и Ф. Н. Шаховым, профессорами Г. П. Барсановым, П. В. Калинин, В. Д. Никитиным, докторами геолого-минералогических наук Л. С. Бородиным и В. В. Ивановым, кандидатами геолого-минералогических наук С. М. Бескиным, А. Г. Теремецкой и Н. Ф. Челищевым, сделавшими ряд полезных замечаний, учтенных автором в окончательной редакции. Всем перечисленным товарищам, а также В. А. Добрышиной, оказавшей большую помощь при оформлении и подготовке рукописи, автор выражает свою глубокую благодарность.

НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Глава первая

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Принципы классификации

К настоящему времени исследователями различных стран, но главным образом советскими, было предложено более 30 классификаций гранитных пегматитов, основанных на весьма разнообразных классификационных признаках:

1) типоморфных минералах и элементах (Niggly, 1920; Lacroix, 1922; Ферсман, 1940¹; Варламов, 1958);

2) редкометальных минералах и редких элементах (Bjørlykke, 1935; А. И. Гинзбург, 1957в);

3) породообразующих минералах в сочетании с типоморфными и второстепенными минералами (Лабунцов, 1939; Стрелкин, 1946а, б; Беус, 1951; Кузнецов, 1954; А. И. Гинзбург, 1955б; Шавло, 1958);

4) породообразующих минералах (И. И. Гинзбург, 1928; Горлов, Симонова, 1957а; Stugard, 1958; Шуркин и др., 1962);

5) текстуре в сочетании с наличием или отсутствием процессов замещения (Degru, 1931; Landes, 1933; Пятницкий, 1934; Johnston, 1945; Власов, 1946, 1952, 1961; Jahns а. о., 1952; Бабаев, 1960);

6) структурных и генетических соотношениях с материнскими и вмещающими породами (Безбородько, 1928; А. И. Гинзбург, 1952; Горлов, 1964);

7) генетических особенностях формирования (Barth, 1952; Боровиков, 1961);

8) глубине образования (Гинзбург, Родионов, 1960; Родионов, 1965);

9) промышленном значении (Шнейдерхен, 1959).

Мы не будем здесь останавливаться на рассмотрении достоинств и недостатков каждой в отдельности из перечисленных выше классификаций пегматитов, поскольку это уже было сделано нами ранее (Солодов, 1962в). Заметим лишь, что, за исключением породообразующих минералов, все другие классификационные признаки, которые использовались предыдущими исследователями, отражают второстепенные свойства пегматитов и поэтому не могут быть удачно применены в классификационных целях. Однако породообразующие минералы до сих пор достаточно последовательно были использованы только в классификациях слюдоносных пегматитов. В классификациях же редкометальных и вообще всех гранитных пегматитов они применялись наравне с второстепенными, типоморфными и редкометальными минералами или даже заменялись последними. Некоторые авторы построили свои систематики на нескольких классификационных признаках одновременно, что,

¹ Впервые опубликовано в 1929 г.

как правило, не улучшает классификацию, а лишь приводит к ее громоздкости и меньшей выразительности.

Одним из серьезных недостатков всех предшествующих классификаций является отсутствие детальной характеристики редкометальной минерализации в каждом типе пегматитов. Если же такая характеристика давалась, то к настоящему времени она значительно устарела. Этот недостаток, естественно, в большинстве случаев объясняется объективными причинами, так как только за последние 15—20 лет в результате бурного развития разведочных работ полностью выявилась редкометальная специфика пегматитов каждого типа.

Что касается наиболее разработанных и распространенных среди геологов классификаций А. Е. Ферсмана (1940) и К. А. Власова (1952), то их применение при оценке очень затруднено тем, что по обоим классификациям подавляющее большинство (а у нас в СССР все до единого из числа известных) промышленных месторождений редкометальных пегматитов относится всего лишь к одному типу: V натролитиевому, согласно классификации А. Е. Ферсмана, или IV редкометально-замещенному¹, согласно классификации К. А. Власова.

Все сказанное выше заставило нас в свое время предложить парагенетическую классификацию редкометальных пегматитов, которая, конечно, в какой-то степени учитывает весь богатый опыт прежних систематиков, но главным образом базируется на материалах личных исследований по крупнейшим пегматитовым полям СССР, Китая и Афганистана. Хотя парагенетическая классификация с разной степенью детальности неоднократно опубликовывалась (Солодов, 1959а, 1961, 1962в), нам, учитывая цели данной работы, приходится повторить здесь ее основные принципы.

В задачи современной классификации гранитных пегматитов входит не только научно обоснованная систематика всего разнообразия их проявлений, но и, самое главное, создание той основы, которая позволила бы быстро оценивать жилы в поле и помогать выбору рационального метода их разведки.

Успех любой систематики всецело зависит от рационального выбора ведущего классификационного признака, который в соответствии с главными целями современной классификации обязан удовлетворять трем основным требованиям. Во-первых, он должен представлять собой одно из главных свойств пегматитов. Во-вторых, это свойство должно быть величиной переменной, так как классификация по неизменяющемуся свойству невозможна. В-третьих, классификационный признак должен быть легко и быстро обнаруживаемым, чтобы точное определение типа пегматита было возможно до проведения основных разведочных работ по ограниченному числу искусственных и естественных обнажений, а не после окончания разведки, когда отнесение жилы к тому или иному типу уже не имеет никакого практического значения.

Исходя из этих соображений, мы избрали главные пороодообразующие минералы в качестве ведущего классификационного признака. Главные минералы с успехом использованы в классификациях щелочных пегматитов (Костылева, 1937; Герасимовский, 1939; Кузьменко, 1957) и слюдоносных пегматитов (И. И. Гинзбург, 1928; Лабунцов, 1939; Горлов, Симонова, 1957а, б). В классификациях редкометальных пегматитов этот принцип (в сочетании с типоморфными минералами) применялся М. Ф. Стрелкиным (1964а, б), А. А. Беусом (1951) и В. И. Кузнецовым (1955а, б). Нельзя не отметить, что петрографические классификации магматических пород также основаны на глав-

¹ Впоследствии К. А. Власов (1961) выделил еще один промышленный тип редкометальных пегматитов — альбит-сподуменовый, но это мало меняет существо дела.

ных минералах. Поэтому и в систематике пегматитов, как дайковой серии магматических пород, вполне логично использовать тот же классификационный признак.

К числу главных минералов пегматитов мы относим только такие, которые в том или ином пегматитовом теле могут составлять свыше 10—15% от всего его объема. Практика изучения гранитных пегматитов показывает, что в подавляющем большинстве пегматитовых тел только следующие пять минералов могут составлять свыше 10—15% их объема: олигоклаз, микроклин, альбит, сподумен и кварц.

Из перечисленных пяти минералов кварц не может иметь классификационного значения¹, поскольку его валовое содержание в разных пегматитовых телах колеблется в сравнительно узких пределах (25—35%). Следовательно, остаются всего четыре минерала: олигоклаз, микроклин, альбит и сподумен, различные количественные соотношения которых и дают соответствующие типы гранитных пегматитов.

Теоретически возможны любые сочетания этих четырех минералов. В результате этих сочетаний можно было бы получить 15 типов пегматитов. Однако практика показывает, что пегматитовые тела в большом количестве одновременно содержат только один или два из этих четырех минералов, а остальные либо совсем отсутствуют, либо находятся в количестве не выше 10—15%. Кроме того, в жилах, как правило, не бывает одновременно большого развития олигоклаза и альбита, микроклина и сподумена, олигоклаза и сподумена. Неизвестно также и чисто сподуменных (т. е. кварц-сподуменных) жил. Это значительно ограничивает число возможных сочетаний, и в результате мы получаем всего шесть следующих типов гранитных пегматитов: олигоклазовые, олигоклаз-микроклиновые, микроклиновые, микроклин-альбитовые, альбитовые, альбит-сподуменные.

В название данных типов вошли только те минералы, которые присутствуют в количестве свыше 10—15%. Остальных главных минералов (не считая кварца) либо вообще нет, либо содержится не более 10—15%.

Из перечисленных шести типов первые два в промышленном отношении представляют собой широко распространенные слюдоносные пегматиты (Восточная Сибирь, Северная Карелия, юго-восток Кольского полуострова и др.). Из редких элементов практически в них представлены лишь редкие земли и в меньшей степени — радиоактивные элементы. Причем промышленных редкоземельных пегматитов, связанных с нормальными (нещелочными) гранитами, в СССР неизвестно, а за границей лишь из единичных пегматитов этих типов, да и то эпизодически, производится очень незначительная добыча редких земель иттриевой подгруппы. Неизвестно также сколько-нибудь значительных пегматитовых месторождений урана и тория. Что же касается типичных (для гранитных пегматитов) редких элементов, таких как литий, рубидий, цезий, тантал, бериллий, то олигоклазовые и олигоклаз-микроклиновые пегматиты ими исключительно бедны. Поэтому в настоящий момент эти два типа не имеют промышленного значения для добычи редких элементов.

В настоящей работе рассмотрены только редкометалльные пегматиты, почти все разнообразие которых может быть сведено к следующим четырем главным типам пегматитов: I — микроклиновые; II — микроклин-альбитовые; III — альбитовые; IV — альбит-сподуменные.

Таким образом, в основу настоящей классификации редкометалльных гранитных пегматитов положены количественные соотношения трех

¹ Однако при классификации хрусталеносных пегматитов кварц может оказаться очень полезным, так как его количество в них варьирует от 25 до 90% (Ермаков, 1960).

главных минералов: микроклина, альбита и сподумена. Эти минералы вместе с кварцем в сумме составляют не менее 90—95% объема любого пегматитового тела и, следовательно, отражают одно из главных свойств пегматитов. Все они легко обнаруживаются в поле, и для установления их количественного соотношения, т. е. для определения типа пегматита, достаточно нескольких искусственных или естественных пересечений жилы по всей ее мощности. Содержание этих трех минералов широко варьирует от жилы к жиле, что и позволило использовать их в качестве ведущего классификационного признака. Как показывают тщательные количественные подсчеты минералов и подсчеты содержания щелочных элементов в средних пробах по характерным пегматитам каждого типа на соответствующие минералы, количество микроклина (вместе с пертитовыми вростками) колеблется по отдельным пегматитам от 6 до 60%, содержание альбита (не считая пертитовых вросток) — от 5 до 50%, а сподумена — от 0 до 25%.

Распространенность сподумена в редкометалльных пегматитах существенно отличается от распространенности микроклина и альбита. Если последние всегда имеются в пегматитах всех типов, то сподумен постоянно развит лишь в пегматитах альбит-сподуменного типа. В микроклиновых пегматитах он всегда отсутствует, а в пегматитах микроклин-альбитового и альбитового типов в одних жилах его нет, а в других количество его достигает 5—10%. Тем самым создается возможность подразделить пегматиты этих типов на два подтипа: со сподуменом и без сподумена. Как мы увидим из дальнейшего описания, пегматиты этих подтипов, сохраняя основные характерные черты всего типа, в то же время обладают и некоторыми довольно заметными различиями.

Таким образом, классификация редкометалльных пегматитов приобретает следующий вид.

I тип — микроклиновые пегматиты;

II тип — микроклин-альбитовые пегматиты:

первый подтип — микроклин-альбитовые пегматиты без сподумена,

второй подтип — микроклин-альбитовые пегматиты со сподуменом;

III тип — альбитовые пегматиты:

первый подтип — альбитовые пегматиты без сподумена,

второй подтип — альбитовые пегматиты со сподуменом;

IV тип — альбит-сподуменные пегматиты.

Во избежание неясности заметим, что разница между вторым подтипом III типа и IV типом заключается в количестве сподумена. Альбитовые пегматиты со сподуменом обычно содержат 1—7% сподумена, тогда как содержание его в альбит-сподуменных пегматитах обычно составляет 15—25%, т. е. в несколько раз выше. Также отчетливо они различаются и по ряду других свойств, которые будут ясны из дальнейшего описания.

Парагенетическая классификация обладает некоторыми преимуществами по сравнению с другими систематиками.

1. Согласно предложенной классификации тип любого пегматитового тела будет одним и тем же как в его раздуве, так и в пережиме, поскольку главные минералы достаточно широко развиты во всех частях пегматита. Это выгодно отличает парагенетическую классификацию от большинства других систематик.

Вполне понятно, что возможность отнесения разных участков жилы по ее простираению к нескольким существенно различным в практическом отношении типам, как это часто случается при применении классификаций А. Е. Ферсмана или К. А. Власова, может привести к досадным ошибкам при поисках и оценке редкометалльных пегматитов.

Например, по классификации К. А. Власова в редкометалльных пегматитах раздувы жил часто могут быть отнесены к редкометалльно-замещенному типу, тогда как пережимы в тех же жилах будут относиться к равномернозернистому типу, неперспективному на редкие элементы. Поэтому достаточно естественному обнажению или канаве вскрыть не раздув, а пережим,— и предварительная оценка жилы будет отрицательной. При использовании же для оценки пегматитов парагенетической классификации такие случайности в сущности исключены.

2. Использование породообразующих минералов в качестве ведущего классификационного признака оказалось весьма удачным еще и потому, что в прямой или опосредованной зависимости от них находится еще целый ряд важнейших свойств редкометалльных пегматитов: форма и размеры тел, внутреннее строение, набор второстепенных минералов, их химический состав, содержание в пегматите петрогенных и редких элементов, расположение разнотипных жил в пространстве, последовательность возникновения типов, практическое значение и т. п. Ни в одной другой классификации нет такой строгой взаимной связи и зависимости столь большого числа свойств пегматитов каждого типа.

3. Благодаря наличию определенной парагенетической зависимости между редкометалльными и породообразующими минералами каждый выделенный тип, как это будет подробно показано в дальнейшем, характеризуется своей промышленной минерализацией, что позволяет с успехом использовать данную классификацию при поисках, оценке, разведке и разработке пегматитов. Чтобы легче ориентироваться в редкометалльной минерализации выделенных типов, в их названиях полезно оттенить и редкометалльные минералы, имеющие в данном типе практическое значение (см. стр. 14).

Парагенетическая классификация редкометалльных гранитных пегматитов, разработанная нами в 50-е годы, впервые опубликована девять лет назад (Солодов, 1961) и подробно обоснована в нашей монографии (Солодов, 1962в). Благодаря своей простоте, а самое главное практической направленности и возможности эффективного использования ее при поисках, разведке и оценке пегматитовых месторождений, она за сравнительно небольшой отрезок времени, прошедший со дня опубликования, получила распространение как среди советских исследователей пегматитов, так и за рубежом, например в Болгарии (Иванов, Стоянова, 1966; Иванов, 1967; Арнаулов, Петрусенко, 1967), Румынии (Суперчану, Помырляну), Аргентине (Herrera, 1968), Китае, Афганистане.

В то же время некоторые исследователи в последние годы предприняли попытку расширить и развить парагенетическую классификацию. В. И. Федоров при картировании одного из пегматитовых полей Урала (см. фиг. 45) наряду с собственно микроклин-альбитовыми пегматитами (к которым он предлагает относить пегматиты с преобладающим альбитом) выделяет еще и альбит-микроклиновые (в которых микроклин преобладает над альбитом). Такое разделение микроклин-альбитового типа счел возможным и А. С. Таланцев (1969) для других пегматитовых полей Урала. Разумеется, против такой детализации, полезной при изучении конкретных пегматитовых полей, особенно возражать не приходится.

А. С. Таланцев (1969) предлагает также выделять в ряде наших типов подтипы в зависимости от наличия той или иной слюды в пегматитах: лепидолита, мусковита и биотита. Для частного случая изученных им слабооруденелых пегматитов это еще можно было бы принять, тогда как в целом для редкометалльных пегматитов выделение

таких подтипов вряд ли оправданно. Дело в том, что без мусковита пегматитов не бывает, а биотит в нормальных редкометалльных пегматитах, наоборот, появляется крайне редко. Более того, наличие биотита является отрицательным поисково-оценочным критерием на практически интересные концентрации лития, цезия, тантала и бериллия в пегматитах. Что касается лепидолита, то он характерен лишь для микроклин-альбитовых пегматитов да экзотического типа лепидолит-альбитовых пегматитов (см. ниже). Подтипы по мусковиту и биотиту можно выделить лишь в олигоклазовых и олигоклаз-микроклиновых пегматитах, составляющих формацию слюдоносных и керамических пегматитов, в которых редкие элементы содержатся в кларковых количествах. Кстати заметим, что еще А. А. Беус (1951) в своей классификации также различал подтипы по мусковиту и биотиту. Показательно, что она была разработана в основном на примере среднеазиатских пегматитов, в целом тоже бедных редкими элементами.

Вполне очевидно, что между выделяемыми нами парагенетическими типами пегматитов, особенно между соседними, возможны постепенные переходы. И такие промежуточные образования формально можно было бы выделить в самостоятельный тип, например микроклин-альбит-сподуменовый, как переходный между микроклин-альбитовым и альбит-сподуменовым. Не исключая возможности и полезности выделения таких промежуточных типов при изучении и картировании конкретных пегматитовых полей, мы не считаем правомерным в обобщающей классификации возводить промежуточные образования в ранг самостоятельных типов, дабы не делать ее излишне громоздкой. Поэтому мы не согласны с М. В. Кузьменко (Кузьменко, Еськова, 1968), выделяющей пегматиты микроклин-сподумен-альбитового состава в самостоятельный тип.

Некоторые исследователи пегматитов Восточной Сибири (Учакин, 1967), а вслед за ними М. В. Кузьменко (Кузьменко, Еськова, 1968), не изучавшая лично подобные пегматиты, выделяют типы микроклин-сподуменовых пегматитов. Даже чисто теоретически такой тип невозможен, поскольку сподумена без альбита в пегматитах не бывает. В пегматитах литий всегда ассоциирует с большими массами натрия (А. И. Гинзбург, 1955а, б). С калием же не только в пегматитовом, но и ни в одном другом процессе литий не обнаруживает геохимической связи. Нам недавно удалось обследовать эти, так называемые микроклин-альбитовые пегматиты, которые оказались самыми обычными альбит-сподуменовыми. Согласно пересчетам химических анализов представительных проб, отобранных по данным пегматитам Ф. Н. Чернухой (МГУ), содержание в них микроклина не превышает 15—18%, в то время как количество альбита составляет не менее 42—45%. Внутреннее строение, минеральный состав и геохимия этих пегматитов полностью аналогичны альбит-сподуменовым. Среднее содержание в них Li_2O , согласно данным И. М. Русанова, равно 1,13%, что также находится в пределах, характерных для альбит-сподуменовых пегматитов. Ошибка геологов, назвавших эти пегматиты микроклин-сподуменовыми, вызвана, во-первых, нахождением микроклина в виде крупных блоков, создающих обманчивое впечатление его большой распространенности в жилах, и, во-вторых, тем, что геологи совсем не видели очень мелкокристаллического сподумена в тонкозернистом кварц-альбит-сподуменовом комплексе, действительно легко пропускаемого макроскопически.

Нельзя согласиться и с выделением таких типов, как олигоклаз-сподуменовый (Хрюкин, 1965) и олигоклаз-сподумен-микроклиновый (Кузьменко, Еськова, 1968), поскольку широкого развития олигоклаза в редкометалльных пегматитах также неизвестно. Если не считать раз-

вития олигоклаза (до № 25) непосредственно в эндоконтакте пегматитовых жил (обычно не далее 10 см от зальбанда), то весь оставшийся плагиоклаз в редкометалльных пегматитах, как правило, предостановлен альбитом до № 10. Нам известна лишь одна работа (Гинзбург, Родионов, 1961), в которой для промышленных литиевых пегматитов, залегающих среди мраморизованных известняков, вместо альбита указывался олигоклаз. Однако мы специально просмотрели десятки шлифов по пегматитам этого месторождения и собственно олигоклаза (выше № 15) в них не обнаружили. По нашей просьбе Н. Н. Мартынов и Н. С. Самсонова провели специальное изучение номера плагиоклаза в данных пегматитах и установили, что его состав колеблется в пределах от № 5 до № 14, в среднем соответствуя № 7—10.

М. В. Кузьменко (Кузьменко, Еськова, 1968) предлагает выделить пегматит Бикита (Родезия) в самостоятельный тип — микроклин-амблигонит-лепидолит-альбитовый. С таким предложением также нельзя согласиться, поскольку содержание в этой жиле лепидолита и особенно амблигонита намного ниже 10—15%, необходимых для того, чтобы считать минерал породообразующим. М. В. Кузьменко ошибочно и притом очень сильно завысила содержание амблигонита и лепидолита в жиле, исходя из факта большой добычи их из нее. На самом же деле содержание лепидолита в жиле, как это следует из материалов детального описания (Symons, 1961) и подсчета запасов, не превышает 7%, а амблигонита даже менее 1%. Поэтому вводить эти минералы в название типа нельзя, тем более что сама М. В. Кузьменко полностью согласна с нашими пределами содержания (более 10—15%), при котором минерал можно относить к породообразующему. Как внутреннее строение (см. фиг. 8), так и минеральный парагенезис и геохимия пегматита Бикита полностью соответствуют второму подтипу (с литиевой минерализацией) микроклин-альбитового типа.

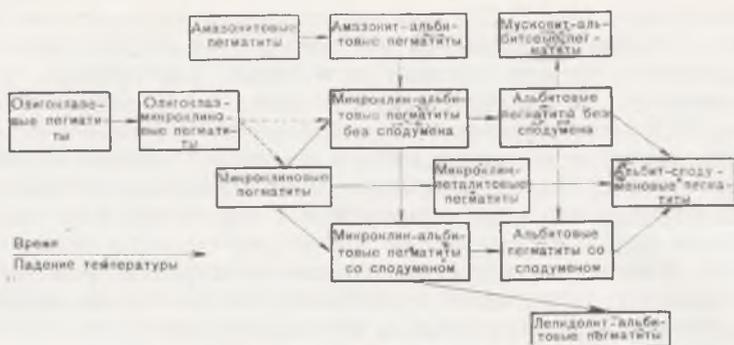
За десятилетие, прошедшее со времени создания парагенетической классификации, было выявлено несколько новых типов редкометалльных пегматитов. Л. Н. Россовский (Россовский, Шостацкий, 1963; Россовский, Ключкова, 1965) описал совершенно необычные микроклин-петалитовые пегматиты. Г. Б. Мелентьев (1965) вслед за А. А. Беусом (1951) вновь привлек внимание к альбит-лепидолитовым пегматитам, после осмотра которых в Забайкалье мы пришли к выводу о правомерности выделения их в самостоятельный тип. Наряду с этим после изучения пегматитов Кавказа, Восточной Сибири и Забайкалья мы сочли возможным выделить еще два парагенетических типа: мусковит-альбитовых и амазонит-альбитовых пегматитов. Распространены они в природе крайне слабо. На земном шаре известно всего по одной — три точки нахождения каждого из этих типов (за исключением более частых амазонит-альбитовых пегматитов).

Поскольку возникновение всех этих четырех типов явно обязано каким-то отклонением от нормального хода пегматитового процесса, мы объединили их в общую группу экзотических редкометалльных пегматитов (т. е. не просто редких, а необычных, редкостных — экзотических).

Выделение экзотических типов в самостоятельные единицы продиктовано следующими соображениями.

Во-первых, содержание (в целом на пегматитовое тело) в них петалита, амазонита, мусковита или лепидолита достигает 10—15% (а первых двух минералов даже и больше), что удовлетворяет основному принципу парагенетической классификации.

Во-вторых, и это самое главное, они отличаются довольно необычным редкометалльным парагенезисом, что весьма важно знать при оценке данных и сходных с ними промышленных типов.



Фиг. 1. Хронологическая последовательность различных парагенетических типов гранитных пегматитов

В-третьих, хотя экзотические типы в настоящее время не используются промышленностью, в будущем при изменении конъюнктуры или обнаружении крупных объектов не исключено, что они смогут приобрести промышленное значение.

На сегодня парагенетическая классификация гранитных пегматитов (исключая хрусталеносные) может быть представлена в таком виде.

Слюдоносные и керамические пегматиты

Олигоклазовые пегматиты с промышленным мусковитом (первый подтип), а также с урано-редкоземельной минерализацией (второй подтип).

Олигоклаз-микроклиновые пегматиты с промышленным мусковитом и полевым шпатом (первый подтип), а также (или) с урано-ториевыми минералами и редкоземельными титано-тантало-ниобатами (второй подтип).

Главные типы редкометалльных пегматитов

Микроклиновые пегматиты с бериллом и колумбитом.

Микроклин-альбитовые пегматиты с бериллом и танталатами (первый подтип), а также с поллуцитом и разнообразными литиевыми минералами (второй подтип).

Альбитовые пегматиты с бериллом и танталит-колумбитом (первый подтип), а также с сподуменом (второй подтип).

Альбит-сподуменовые пегматиты иногда с бериллом, колумбитом и касситеритом.

Экзотические типы редкометалльных пегматитов

Амазонит-альбитовые пегматиты с бериллом и редкоземельной минерализацией.

Микроклин-петалитовые пегматиты.

Мусковит-альбитовые пегматиты с касситеритом.

Лепидолит-альбитовые пегматиты с танталатами, поллуцитом и бериллом.

Их генетические взаимоотношения показаны на фиг. 1.

В двух последующих разделах мы вкратце остановимся на характеристике лишь главных и экзотических типов редкометалльных пегматитов, поскольку слюдоносные и керамические пегматиты достаточно подробно охарактеризованы в многочисленных работах других авторов (Лабунцов, 1939; Jahns а. о., 1952; Родионов, 1956; 1959; Боровиков, 1961; Шуркин и др., 1962).

Главные типы редкометалльных пегматитов

Главные типы редкометалльных пегматитов нами были подробно описаны в ряде работ (Солодов, 1959а, б, 1961, 1962б, в), поэтому мы считаем возможным для данного случая ограничиться лишь их очень краткой характеристикой.

Микроклиновые пегматиты с бериллом и колумбитом. В классификации А. Е. Ферсмана (1940) эти пегматиты могут быть условно параллелизованы с берилловым подтипом IV фторо-бериллиевого типа, а в классификации К. А. Власова (1952, 1961) — со II блоковым и III полнодифференцированным типами.

Микроклиновые пегматиты никогда не образуют крупных месторождений. Хотя скопления жил этого типа бывают очень многочисленными, сами жилы не достигают значительных размеров. Подавляющее большинство их служит объектом старательской добычи. Они встречаются во всех пегматитовых полях Мира, однако существенное промышленное значение, пожалуй, имеют лишь в северо-восточной Бразилии, штаты Параиба и Риу-Гранди-ду-Норти (De Almeida a. o., 1944; Johnston, 1945), в Аргентине, Боливии, Южной Африке, Китае (Монгольский Алтай), в Индии, Восточном Афганистане и в некоторых других редкометалльных провинциях. В Советском Союзе они не представляют самостоятельного значения и разрабатываются лишь попутно с другими типами пегматитов, да и то в крайне небольшом объеме.

Элементы залегания пегматитовых жил микроклинового типа очень часто не совпадают с общим простиранием вмещающих пород. Нередко наблюдаются резко неодинаковые элементы залегания разных жил, локализованных по двум или нескольким системам трещин. Углы падения микроклиновых пегматитов большей частью крутые (до вертикальных). Редко встречаются умеренные углы падения, и лишь в единичных случаях обнаруживается пологое залегание жил. Резкое преобладание крутых углов, возможно, является не случайным, а представляет собой одну из причин, облегчающих проявление гравитационного расслоения пегматитового расплава, которое и обуславливает возникновение микроклиновых пегматитов (см. главу IV). Отмечается как секущее, так и согласное залегание пегматитовых тел.

Пегматитовые тела описываемого типа обладают характерной формой и размерами¹. Морфологически они большей частью представлены линзами, изредка встречаются штоки или жилообразные формы (см. фиг. 3). Длина пегматитовых тел, как правило, небольшая (50—150 м). Иногда отмечаются жилы длиной до 200 м. Мощность их обычно составляет 5—15 м. При этом показательно, что отношение длины тел к максимальной мощности всегда очень невелико и обычно колеблется от 3 до 17. В пегматитах других типов это отношение гораздо выше.

Вмещающие породы пегматитов описываемого типа, равно как и всех других типов, могут быть представленными осадочно-метаморфическими и интрузивными породами.

Микроклиновые пегматиты характеризуются весьма простым минеральным составом. Наряду с главными породообразующими минералами — микроклином и кварцем — в них постоянно присутствуют альбит (до 10—15%), мусковит (2—4%), черный турмалин (1—5%), гранат (до 1%), апатит (до 1%), иногда встречаются олигоклаз, биотит и др. Из редкометалльных минералов отмечаются берилл, колумбит, трифилин, иногда уранинит, ортит. (табл. 1).

В эндоконтакте микроклиновых пегматитов, как, впрочем, и других типов, часто присутствует аплитовидная зона, или корочка. Мощность ее обычно не превышает 3—10 см, поэтому существенного значения она не имеет и в большинстве случаев не показывается на геологических планах.

¹ Приводимые при характеристике этого и всех последующих типов сведения о размерах, минеральном составе, содержании редких элементов и других свойствах пегматитовых тел относятся лишь к хорошо выраженным характерным представителям пегматитов каждого типа.

Минеральный состав редкометалльных пегматитов (в %)

Минералы *	Микроклиновые пегматиты	Микроклин-альбитовые пегматиты		Альбитовые пегматиты		Альбит-сподуменные пегматиты
		без сподумена	со сподуменом	без сподумена	со сподуменом	
<i>Главные</i>						
Кварц	23—26	25—30	25—30	30—40	30—40	30—40
Сподумен	—	—	До 8	—	До 10	15—25
Микроклин	60—65	25—35	25—35	До 10	До 10	Около 10
Альбит (очень редко, частично олигоклаз)	До 5	25—35	25—35	45—55	35—45	35—45
<i>Второстепенные</i>						
Апатит	До 1	1—2	1—2	1—2	1—2	1—2
Гранат	До 0,5	0,5—1	0,5—1	0,5—1	0,5—1	0,5—1
Турмалин	1—5	2—5	1—3	1—2	1—2	До 1
Рубеллит	—	—	×	—	—	—
Биотит	До 2	До 0,5	До 0,5	+	+	+
Мусковит	2—4	3—6	3—6	3—6	3—6	1—3
Мусковит розовый	—	—	+	—	—	—
Жильбертит	+	+	×	×	×	1—2
<i>Акцессорные редкометалльные</i>						
Тапиолит	—	×	×	—	×	—
Струверит	—	+	+	+	+	—
Танталит	+	×	×	×	×	+
Оловотанталит	—	+	+	+	+	+
Колумбит	×	×	×	×	×	×
Фергусонит	—	—	+	—	—	+
Микролит	—	—	+	+	+	+
Стибиотанталит	—	—	+	—	+	—
Симпсонит	—	—	+	—	—	—
Хризоберилл	—	+	+	—	—	—
Берилл	×	До 0,5	До 0,5	До 1—2	До 0,1	До 0,3
Воробьевит	—	—	×	—	—	—
Гельвин	—	+	×	+	+	+
Бавенит	—	+	+	+	+	—
Трифиллин-литофилит	+	До 0,5	Около 0,5	1—2	1—2	0,1—0,3
Монттебразит	—	—	×	—	×	+
Литиофосфат	—	—	+	—	+	×
Холмквистит	—	—	+	—	—	—
Лепидолит	—	—	До 2	—	—	—
Эвкрипит	—	—	×	—	×	×
Петалит	—	—	+	—	+	+
Поллуцит	—	—	До 4	—	+	+
Циртолит	—	+	+	—	—	—
Уранинит	+	+	+	+	+	+
Оргит	+	×	—	—	—	—
<i>Прочие акцессорные</i>						
Галенит	—	—	—	+	+	+
Сфалерит	—	—	—	+	+	+
Пирротин	+	+	+	+	+	+

Таблица 1 (окончание)

Минералы *	Микроклиновые пегматиты	Микроклин-альбитовые пегматиты		Альбитовые пегматиты		Альбит сподуменовые пегматиты
		без сподумена	со сподуменом	без сподумена	со сподуменом	
<i>Прочие акцессорные</i>						
Халькопирит	+	+	+	+	+	+
Висмутин	—	—	+	—	—	—
Молибденит	—	—	—	+	+	+
Пирит	+	+	+	+	+	+
Арсенопирит	—	—	—	+	+	+
Флюорит	—	—	—	+	+	+
Касситерит	—	—	×	+	×	×
Ильменит	×	+	+	+	+	+
Магнетит	×	+	+	+	+	+
Ганит	—	+	—	—	—	—
Кальцит	—	—	+	+	+	+
Топаз	—	—	+	+	+	+
<i>Гипергенные</i>						
Гуммит	+	+	+	+	+	+
Бисмит	—	—	+	—	—	—
Гидроокислы железа	×	×	×	×	×	×
Бисмутит	—	—	+	—	—	—
Базобисмутит	—	—	+	—	—	—
Гетерозит	+	×	×	×	×	×
Пурпурит	+	×	×	×	×	×
Сиклерит	+	×	×	×	×	×
Дюфренит	—	+	+	×	×	×

* Наряду с этим в микроклин-альбитовых пегматитах отмечаются: криолитонит, родичит, кукеит, мананданит, фенакит, бертрандит, битит, амблигонит, гадолинит, гамбергит, бериллолит, харлбутит, гердерит, бетафит, мариньякит, монацит, флюоцерит, браннерит, гелландит, кобейт, ксенотим, самарскит, таленит, эвксенит, тортвейтит, бацит, торит, алданит, поликраз, торогумит, тухолит, циркон, гафниевый циркон, тантал самородный, воджнит, ильменорутил, форманит, угандит, тантэнксенит, торолит, давидит, иксюлит, джалмаит, уранинит, карбуран, а в альбит-сподуменовых пегматитах — гачеттолит, гельвин, фергуссонит и др.

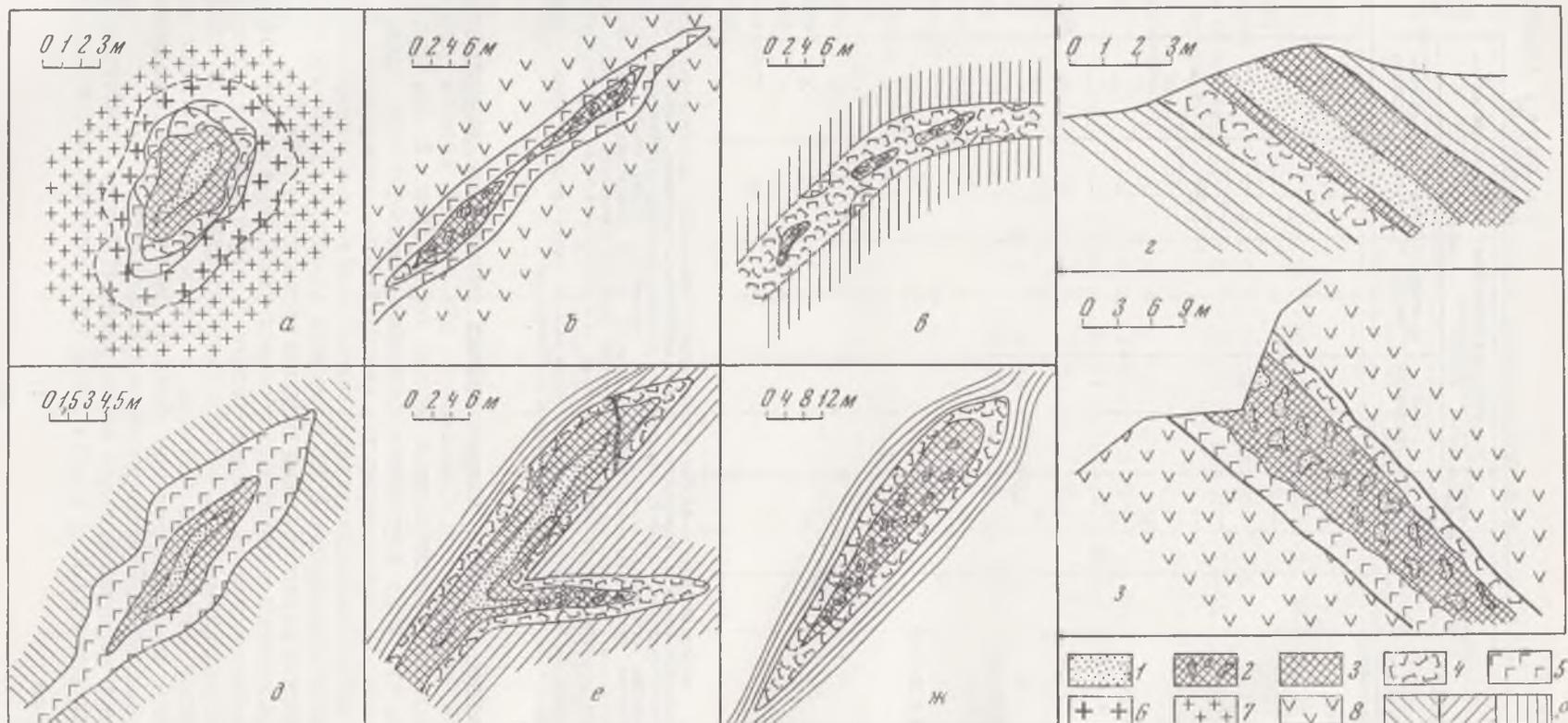
Примечание. × минерал встречается почти во всех жилах данного типа; + минерал встречен лишь в единичных жилах; — минерал не обнаружен.

Внутреннее строение микроклиновых пегматитов характеризуется отчетливой зональностью. Сопоставляя зональность хорошо развитых жил микроклиновых пегматитов между собой (фиг. 2, 3), нетрудно убедиться, что в их внутреннем строении участвуют пять следующих основных зон: 1) неравнозернистая кварц-альбит-микроклиновая, 2) графическая кварц-микроклиновая, 3) пегматоидная кварц-микроклиновая, 4) блокового микроклина I; 5) блокового кварца. Краткая геолого-минералогическая характеристика этих зон приведена в табл. 2.

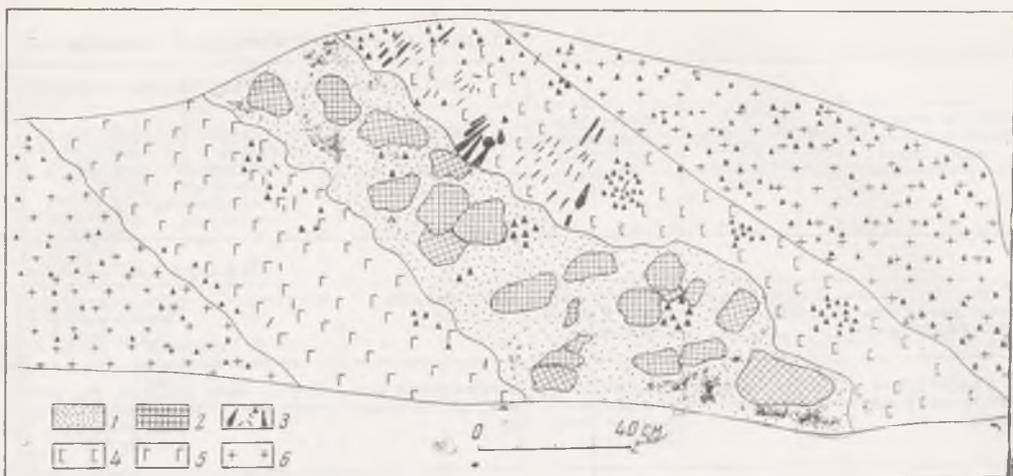
Пространственное положение перечисленных зон в пегматитовых телах подчиняется строгой закономерности. В крутопадающих пегматитовых телах указанные зоны обычно сменяют одна другую от зальбандов к центру жил в том порядке, в каком они перечислены выше.

Все пять зон одновременно бывают развиты лишь в одиночных пегматитовых телах. Обычно же часть зон выпадает.

Не менее характерным для внутреннего строения пегматитов является объединение двух, а иногда даже трех соседних зон в одну. При



Фиг. 2. Геологические планы крутопадающих тел (а, б, в, д, е, ж) и разрезы (г, з) по пологопадающим телам микроклиновых пегматитов
 Зоны (1—6): 1 — блокового кварца, 2 — блоковая кварц-микроклиновая, 3 — блокового микроклина I, 4 — пегматоидная кварц-микроклиновая, 5 — графическая кварц-микроклиновая, 6 — неравнозернистая кварц-альбит-микроклиновая; 7 — гранит, 8 — габбро, 9 — метаморфические сланцы



Фиг. 3. Зарисовка поперечного сечения по микроклиновому пегматиту

1 — блоковый кварц, 2 — блоковый микроклин, 3 — черный турмалин; зоны: 4 — пегматоидная кварц-микроклиновая, 5 — графическая кварц-микроклиновая, 6 — неравнозернистая кварц-альбит-микроклиновая

выпадении или объединении зон их смена от зальбандов к центру жил не нарушает отмеченной выше последовательности, и оставшиеся (или объединенные) зоны сменяют одна другую в том же порядке, как и в случае развития всех пяти зон. Каких-либо отклонений от этого правила в крутопадающих пегматитах не наблюдалось. Полого- и умереннопадающие пегматитовые тела обычно обладают асимметричным строением.

Единственным практически ценным редкометальным минералом микроклиновых пегматитов является крупнопризматический берилл, легко извлекающийся вручную. Это качество наряду с высоким содержанием в нем BeO и обеспечивает его практическую ценность. Крупнопризматический берилл распространен только в блоковой кварц-микроклиновой зоне или соответственно на границе зон блокового микроклина и блокового кварца (если две зоны пространственно разграничены).

Содержание BeO в среднем на все пегматитовое тело не превышает 0,01%. Однако обычно разрабатывается лишь блоковая зона, в которой концентрация BeO повышается до 0,03—0,05%. Это самое низкое содержание бериллия из всех бериллоносных зон. И рентабельность разработки таких тел всецело обязана крупному размеру берилла, благодаря которому его извлечение из руды вручную отличается исключительной дешевизной. Хотя отдельные жилы обладают запасами, исчисляемыми максимум единицами или десятками тонн BeO , скопления микроклиновых пегматитов, т. е. то, что мы называем месторождениями, иногда заключают в себе многие сотни тонн BeO .

Из других редкометальных минералов в микроклиновых пегматитах иногда встречается лишь танталит-колумбит, который главным образом ассоциирует с теми гнездами клевеландита и крупнозернистого альбита, которые развиты на границе блоков кварца и микроклина. Поскольку в нормальном случае эти гнезда в пегматитах описываемого типа имеют очень небольшое распространение, то и танталит-колумбит в них сравнительно редок и в целом нехарактерен. В тех жилах, где такие гнезда развиты широко (например, в бразильских пегматитах), танталит-колумбит приобретает большое практическое значение. Однако по сути дела это будут уже пегматиты микроклин-альбитового типа, которые всегда характеризуются высокой танталоносностью.

Характеристика практического значения зон

Зоны в порядке расположения от зальбандов к центру жил	Частота встречаемости в редко-металльных жилах	Местоположение в пегматитовых телах	Форма нахождения, мощность, м	Распространенность с глубиной	Протяженность по падению, м
--	--	-------------------------------------	-------------------------------	-------------------------------	-----------------------------

Микроклиновые

1. Неравнозернистая кварц-альбит-микроклиновая	В единичных жилах	Всегда у зальбанда и возле ксенолитов	Непрерывный пояс; до 5	Возрастает	До выклинивания жилы (100 и более)
2. Графическая кварц-микроклиновая	Почти во всех жилах	Обычно у зальбанда, иногда после зоны 1	Участки или непрерывный пояс; до 5	Иногда возрастает	До 50—70. На глубине иногда переходит в зону 1
3. Пегматоидная кварц-микроклиновая	То же	После зоны 1 или 2, реже у зальбанда	То же; 0,2—2	То же	На глубине иногда переходит в зону 2
4. Блокового микроклина I	Во всех жилах (часто пространственно не расчленена от зоны 5)	Обычно после зоны 2 или 3	Отдельные блоки или непрерывный пояс; 0,5—8	Уменьшается	Первые десятки метров
5. Блокового кварца	Во всех жилах (часто пространственно не расчленена от зоны 4)	В центре жил	Линзы; до 5	•	10—20, редко более

Микроклин - альби

1. Неравнозернистая кварц-альбит-микроклиновая	В отдельных жилах	Всегда у зальбанда и возле ксенолитов	Непрерывный пояс; до 7	Возрастает	До выклинивания жилы (сотни метров)
2. Графическая кварц-микроклиновая	В отдельных жилах вместо зоны 1	Обычно у зальбанда и возле ксенолитов	Участки или непрерывный пояс; до 5	»	До 100—150. На глубине переходит в зону 1
3. Апографическая кварц-альбит-микроклиновая	Во многих жилах	У зальбанда или после зоны 1	То же	Иногда возрастает	То же
4. Крупнолистчатого мусковита	В единичных жилах	После зоны 2 или 3	Вытянутые гнезда, часто сливающиеся в сплошную полосу; до 1,5	Уменьшается	До 50—80
4а. Мелкозернистого альбита	В единичных жилах вместо зоны 4	После зоны 1 или 2	Гнезда, часто сливающиеся в сплошную полосу; до 3	Остается постоянной	Сотни метров
4б. Крупнотаблитчатого альбита	В единичных жилах вместо зоны 4 или 4а	У зальбанда со стороны висячего бока	Сплошной пояс; 0,3—0,6	Медленно уменьшается	До 200
5. Блокового микроклина I	Во всех жилах	После зон 2, 3, 4, 4а, 4б	Обычно непрерывный пояс; до 30	Уменьшается	До 100 и более
6. Кварц-мусковитовая	Во многих жилах	Обычно развивается за счет зоны 5, реже зоны 2	Гнезда, иногда сливающиеся в сплошную полосу; до 10	Возрастает	До 200 и более

редкометалльных гранитных пегматитов

Объем зон в характерных жилах данного типа (в % от всего объема жилы)	Минералы, имеющие практическое значение	Обычное содержание редких элементов, %							
		Cs ₂ O	Rb ₂ O	Li ₂ O	BeO	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	$\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5}$	
пегматиты									
15—25	Колумбит (в корках выветривания)	—	—	—	—	0,002—0,004	0,004—0,007	0,2—0,5	
34—45	—	—	—	—	—	—	—	—	
20—30	—	—	—	—	—	—	—	—	
10—15	—	}	}	}	}	}	}	}	
3—5	Берилл, изредка колумбит на границе с предыдущей зоной								—
товые пегматиты									
5—10	Колумбит	—	—	—	—	0,005—0,010	0,010—0,020	0,4—0,6	
5—15	—	—	—	—	—	—	—	—	
5—10	Колумбит	—	—	—	—	0,007—0,012	0,010—0,020	0,5—0,7	
5—10	Мусковит	—	—	—	—	?	?	—	
10—15	Берилл, колумбит	—	—	—	0,12—0,16	0,007—0,012	0,010—0,020	0,5—0,7	
10—15	Танталит	—	—	—	—	0,025	0,010	2,5	
15—25	—	—	До 1,1	—	—	—	—	—	
5—10	Колумбит, берилл, иногда касситерит	—	—	—	0,09—0,12	0,005—0,010	0,010—0,020	0,04—0,9	

Зоны в порядке расположения от зальбандов к центру жил	Частота встречаемости в редко-металльных жилах	Местоположение в пегматитовых телах	Форма нахождения, мощность, м	Распространенность с глубиной	Протяженность по падению, м
7. Кварц-клевеландитовая *	Во многих жилах 1-го подтипа	Обычно в центре жил после зоны 3 или 6	Сплошной пояс; до 10 и более	Остается постоянной или возрастает	До 200 и более
7а. Кварц-клевеландит-сподуменовая *	Во всех жилах 2-го подтипа	После зоны 5 или 6	Непрерывный пояс; 2—30	Возрастает	Первые сотни метров
8. Разнозернистого альбита	В некоторых жилах 1-го подтипа	Обычно в центре жил после зон 2, 3 или 4	Сплошной пояс; до 10	»	То же
8а. Мелкопластинчатого альбита	Почти во всех жилах 2-го подтипа	После зоны 5 или 7, 7а	Гнезда, часто сливающиеся в сплошную полосу; до 5	Медленно уменьшается	До 100 и более
9. Чешуйчатого лепидолита **	Во многих жилах 2-го подтипа	После зоны 7а или 8а	Линзообразные гнезда; до 4. Иногда, объединяясь с зонами 7, 7а и 8а, слагают почти нацело всю жилу	Уменьшается	Десятки метров
10. Блокового микроклина II	В единичных жилах	После зоны 7а или 8а	Отдельные блоки или небольшие линзы; до 3	Возрастает	До 100
11. Блокового кварца	Во многих жилах	В центре жил в виде резко очерченного ядра	Линзы; до 10	Уменьшается	Десятки метров

Альбитовые

1. Апографическая кварц-альбитовая	Во многих жилах	Всегда у зальбанда и возле ксенолитов	Пояс; 0,3—3	Возрастает	До выклинивания жилы (первые сотни метров)
2. Сахаровидного альбита	Во всех жилах	Возле зальбандов или после зоны 1	Непрерывный пояс; 0,3—0,5, иногда до 2	Возрастает	Первые сотни метров. На глубине иногда переходит в зону 1
3. Клевеландита ***	Почти во всех жилах 1-го подтипа	После зоны 2, а в пологопадающих пегматитах у зальбанда со стороны висячего бока	Непрерывный пояс; 0,3—0,6	Медленно уменьшается	До 100 и более
4. Чешуйчатого мусковита	Во многих жилах	После зоны 3, реже 2	Линзообразные гнезда; до 3	Быстро уменьшается	Первые десятки метров
5. Блокового микроклина II	Почти во всех жилах	После зоны 3 или 4, но всегда перед зоной 6	Отдельные блоки и линзы; до 3	Возрастает	До 100 и более
6. Блокового кварца	То же То же	Всегда в центре жил	Линзы; до 5	Уменьшается	До 100

Таблица 2 (продолжение)

Объем зон в характерных жилах данного типа (в % от всего объема жилы)	Минералы, имеющие практическое значение	Обычное содержание редких элементов, %							
		Cs ₂ O	Rb ₂ O	Li ₂ O	BeO	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	$\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5}$	
20—30	Танталит-колумбит (иногда стрюверит), берилл	—	—	—	0,040—0,060	0,010—0,015	0,007—0,015	Около 1	
20—30	Танталит-колумбит, сподумен (иногда амблигонит), берилл	—	—	1,2—1,4	0,06—0,07	0,010—0,025	0,005—0,015	0,8—2,0	
5—10	Танталит-колумбит (иногда стрюверит)	—	—	—	—	0,010—0,020	0,005—0,015	Около 1	
5—10	Танталит (редко симпсонит, микролит), поллуцит, берилл, сподумен	До 2,0	—	До 1,3	0,04—0,06	0,020—0,040	0,005—0,010	Более 2	
До 3 (совместно с зонами 7, 7а и 8а до 50)	Лепидолит (с содержанием до 5% Li ₂ O, 1,8% Rb ₂ O и 0,6% Cs ₂ O) танталаты, иногда касситерит и поллуцит	0,1—0,3	До 1,0	1,0—2,0	—	0,030—0,060	0,005—0,015	4—9	
До 1	—	—	—	—	—	—	—	—	
5—8	—	—	—	—	—	—	—	—	
пегматиты									
15—25	Колумбит	—	—	—	—	0,005—0,010	0,010—0,020	Около 0,5	
25—40	Колумбит	—	—	—	—	0,008—0,015	0,010—0,020	0,5—0,8	
20—35	Танталит-колумбит, берилл	—	—	—	0,30—0,50	0,010—0,020	0,010—0,020	Около 1	
5—8	Танталит, редко микролит, симпсонит	—	—	—	—	0,020—0,040	0,010—0,020	2—4	
3—7	—	—	—	—	—	—	—	—	
10—15	—	—	—	—	—	—	—	—	

Зоны в порядке расположения от зальбандов к центру жил	Частота встречаемости в редкометальных жилах	Местоположение в пегматитовых телах	Форма нахождения, мощность, м	Распространенность с глубиной	Протяженность по падению, м
--	--	-------------------------------------	-------------------------------	-------------------------------	-----------------------------

Альбит-сподумено

1. Мелкозернистая кварц-альбитовая	Во всех жилах	Всегда у зальбанда и возле ксенолитов, в пологопадающих жилах иногда только у лежачего бока	Непрерывный пояс; до 7	Возрастает	До выклинивания жилы (сотни метров)
2. Кварц-альбит-сподуменовая	То же	После зоны 1, а в пологопадающих пегматитах часто у зальбанда со стороны высшего бока	Непрерывная полоса; до 25	Возрастает или остается постоянной	Сотни метров
3. Блокового микроклина II	В редких жилах	В пологопадающих пегматитах между зонами 1 и 2	Непрерывная полоса; до 4	Уменьшается	До 100 и более

* В некоторых жилах перед зоной располагается зона сахаровидного альбита, характеристика которой приведена в альбитовом типе пегматитов.

** В жилах 1-го подтипа заменяется зоной чешуйчатого мусковита, характеристика которой приведена в альбитовых пегматитах.

Микроклин-альбитовые пегматиты с бериллом и танталатами (первый подтип), а также литиевыми минералами и поллуцитом (второй подтип). В классификации А. Е. Ферсмана описываемые пегматиты параллелизуются с V натро-литиевым и VI марганцево-фосфатным типами, а по К. А. Власову — это типичные представители IV редкометально-замещенного типа.

Микроклин-альбитовые пегматиты представляют собой наиболее распространенный тип промышленных редкометальных месторождений. Они интенсивно разведываются и разрабатываются, что позволило достаточно подробно изучить их.

Пегматиты этого типа известны почти во всех редкометальных полях СССР и за границей. Наиболее характерными представителями его являются пегматиты месторождения Бикита в Родезии (Symons, 1961); Монтгари (Hutchinson, 1955, 1959) и другие пегматиты района Берник Лэйк, а также Сильвер Лиф в Канаде; Блэк Хиллс (Page, Norton, 1946), Ньюри, Бакфилд, Гринвуд, Кварц-Крик (Staats, Frites, 1955) в США; Варутреск (Adamsop, 1942; Quensel, 1937, 1946, 1952) в Швеции.

Если описанные выше микроклиновые пегматиты довольно часто, почти монополюсно занимают целые, хотя и ограниченные участки пегматитовых полей, то для микроклин-альбитовых пегматитов такие случаи довольно редки. Для них характерно нахождение в пределах месторождения совместно с пегматитами смежных типов, т. е. с микроклиновыми и альбитовыми. При этом микроклин-альбитовые пегматиты обычно располагаются на большем удалении от магматического очага, чем микроклиновые или безрудные (кварц-полевошпатовые с гранитной структурой) пегматиты.

Таблица 2 (окончание)

Объем зон в характерных жилах данного типа (в % от всего объема жилы)	Минералы, имеющие практическое значение	Обычное содержание редких элементов, %						
		Cs ₂ O	Rb ₂ O	Li ₂ O	BeO	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	$\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5}$
в ы е п е г м а т и т ы								
10—30	Колумбит, редко берилл							
65—85	Сподумен, иногда берилл (или гельвин), колумбит (фергусонит), касситерит	—	—	1,2—1,6	0,020—0,045	0,005—0,010	0,010—0,015	0,4—0,8
До 10								

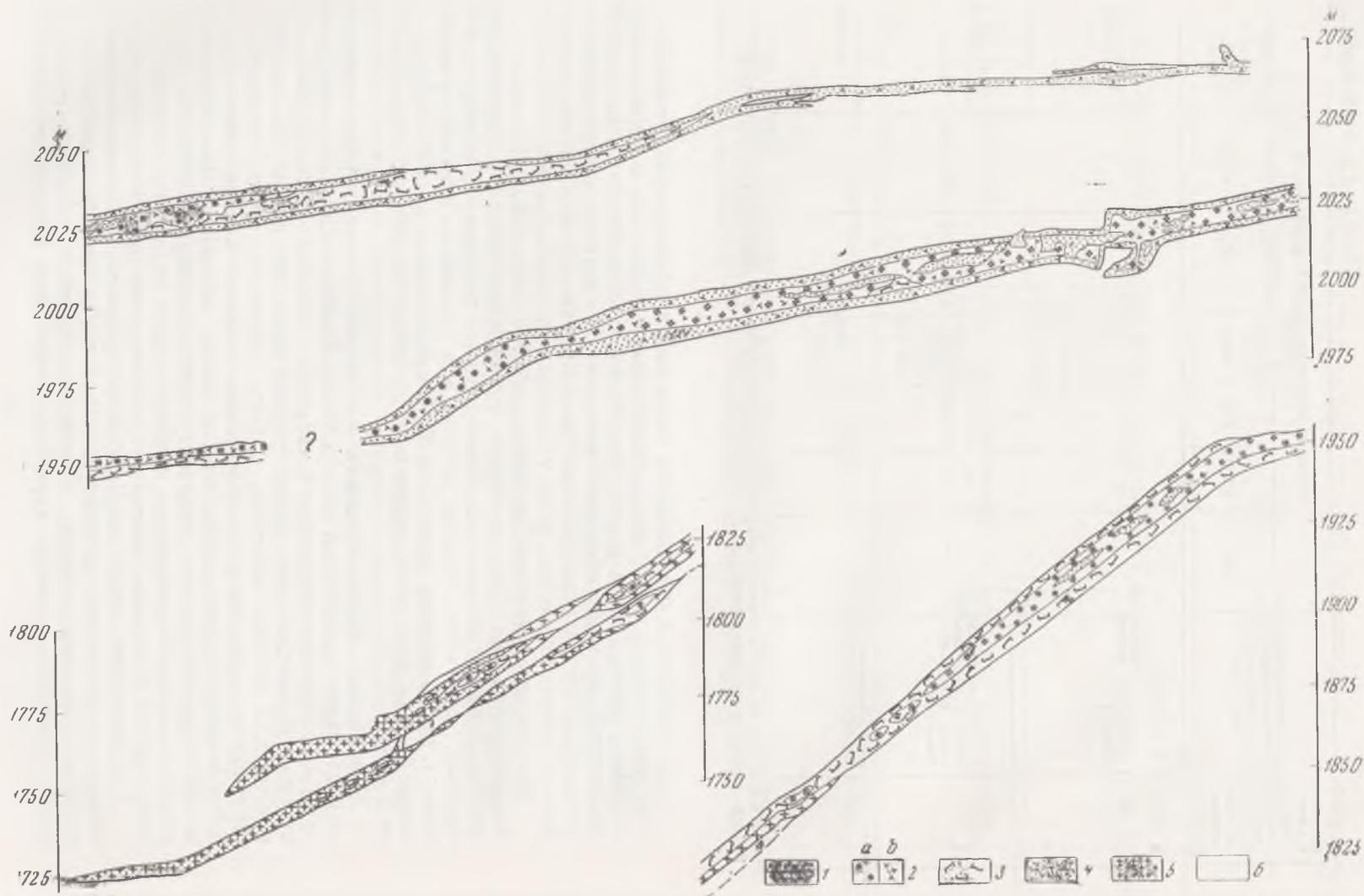
*** В жилах 2-го подтипа заменяется кварц-клевеландит-сподуменовой зоной, охарактеризованной в микроклин-альбитовых пегматитах.

Для пегматитов описываемого типа, как и предыдущего, более характерно площадное развитие с размещением в двух или в нескольких системах трещин скола и разрыва. Нередко совместно с пегматитами альбитового типа они образуют свиты жил. В противоположность микроклинным пегматитам большинство пегматитовых тел описываемого типа отличается пологими, реже умеренными углами падения.

Микроклин-альбитовые пегматиты обычно имеют форму линзо- и жиллообразных тел. По сравнению с микроклинными пегматитами жилам данного типа присущи более крупные размеры. Длина их, как правило, измеряется сотнями метров, а в отдельных случаях превышает 1 км. Мощность составляет 5—50 м, а иногда до 150 м. Отношение длины жил к их максимальной мощности обычно варьирует от 3 до 20.

Минеральный состав микроклин-альбитовых пегматитов отличается самой большой сложностью из всех типов. Наряду с главными минералами — альбитом, микроклином и кварцем — в жилах постоянно присутствуют мусковит, апатит, гранат, черный турмалин, берилл, танталит-колумбит, а иногда олигоклаз, биотит, стрюверит, ортит, трифилин-литофилит, циртолит и др. Во втором подтипе к этим минералам добавляются сподумен, лепидолит, петалит, амблигонит-монтебразит, эвкрипит, разнообразные поздние и вторичные фосфаты, поллуцит, воберьевит, симпсонит, микролит, стибитотанталит, воджинит, розовый и полихромный турмалин, розовый мусковит и многие другие (см. табл. 1).

В эндоконтакте микроклин-альбитовых жил обычно располагается тонкая аплитовидная корочка, а также турмалиновые щетки или кварц-мусковитовая оторочка. Внутреннее строение микроклин-альбитовых пегматитов в целом характеризуется самой высокой степенью



дифференциации. Они слагаются следующими зонами: 1) неравнозернистой кварц-альбит-микроклиновой (гранит-пегматит); 2) графической кварц-микроклиновой; 4) крупнолистоватого мусковита; 4а) зернистого альбита; 4б) крупнотаблитчатого альбита; 5) блокового микроклина I; 6) кварц-мусковитовой; 7) сахаровидного альбита; 8) кварц-клевеландит-сподуменовой (изредка кварц-альбит-сподуменовой); 8а) мелкопластинчатого альбита; 10) мелколистоватого (или чешуйчатого) мусковита; 10а) чешуйчатого лепидолита; 11) блокового микроклина II; 12) блокового кварца (фиг. 4—9).

В отличие от пегматитов других типов не известно ни одного пегматитового тела данного типа, которое слагалось бы всеми перечисленными зонами. Те зоны, которые указаны выше под одним номером, но с разными индексами, совместно в одном пегматитовом теле не встречаются и обычно взаимно заменяют одна другую.

Зональность первого подтипа описываемого типа довольно существенно отличается от зональности второго подтипа. В пегматитах первого подтипа совершенно отсутствуют зоны кварц-клевеландит-сподуменовой, мелкопластинчатого альбита и чешуйчатого лепидолита (см. фиг. 4 и 8). Для второго подтипа нехарактерны зоны разнозернистого альбита и мелколистоватого мусковита (фиг. 5—7, 9; см. табл. 2).

В крутопадающих пегматитовых телах в направлении от зальбандов к центру жилы зоны всегда сменяют одна другую в той последовательности, в какой они перечислены выше. При этом важно подчеркнуть, что существенно альбитовые и слюдяные зоны обладают таким же закономерным положением, как и существенно микроклиновые. В этом нетрудно убедиться, сопоставляя приведенные здесь планы и разрезы конкретных жил.

Весьма показательно также, что альбитовые и слюдяные зоны зашещают и пересекают своими апофизами лишь зоны, расположенные от них с внешней стороны, и совершенно не дают апофиз во внутренние зоны (фиг. 6).

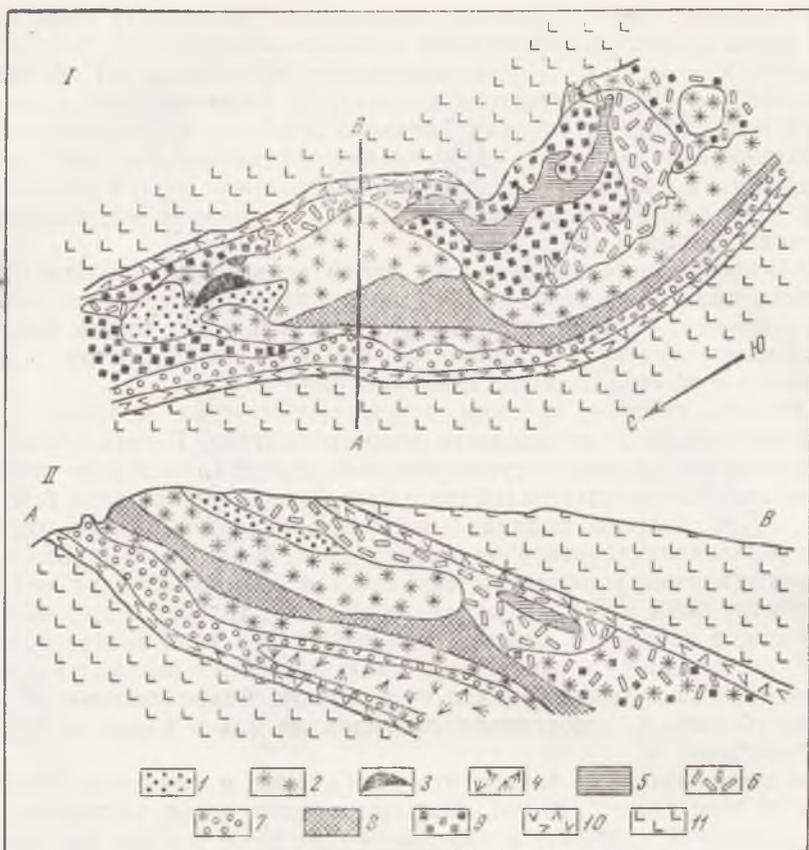
Подобно микроклиновым пегматитам в микроклин-альбитовых жилах может произойти выпадение отдельных зон, вследствие чего лишь единичные жилы слагаются 11 зонами, большинство же пегматитов сложено всего 3—7 зонами. Точно так же часто происходит объединение двух и даже трех смежных зон в одну. Во всех случаях выпадения или объединения зон смена оставшихся и объединенных зон от зальбандов к центру происходит в соответствии с обычной последовательностью.

Некоторые поллуцитоносные жилы, однако, характеризуются почти полным отсутствием зональности из-за незакономерного положения в жилах ранних и поздних структурно-минералогических комплексов. Такие жилы образуются в тех случаях, когда хорошо вызревший богатый редкими элементами и, в частности, цезием пегматитовый расплав консолидируется в очень неспокойной тектонической обстановке. Однако зональные и незональные поллуцитоносные пегматиты сохраняют все специфические минералого-геохимические черты микроклин-альбитового типа, а следовательно, и свое практическое значение.

Микроклин-альбитовые пегматиты из всех типов характеризуются наибольшим разнообразием редкометальной минерализации. Из редких элементов практическое значение в них имеют бериллий и тантал, а в

Фиг. 4. Разрез по микроклин-альбитовому пегматиту первого подтипа

Зоны (1—5): 1 — блокового кварца, 2 — мелкоблокового микроклина (а) или альбита (б), 3 — апографическая кварц-альбит-микроклиновая, 4 — средне- или крупнозернистая кварц-альбитовая, 5 — гранит-пегматита; 6 — амфибол-биотитовый гранодиорит



Фиг. 5. Геологический план горизонта 1000 футов (I) и разрез (II) по месторождению Бикита (Simons, 1961)

1 — кварцевое ядро; зоны (2—10): 2 — чешуйчатого лепидолита, 3 — амблигонита, 4 — клевеландита с примесью кварца и лепидолита, 5 — поллукита, 6 — кварц-клевеландит-сподуменовая, 7 — полевошпатовая, 8 — cobble zone, 9 — кварц-микроклин-альбит-петалитовая, 10 — кварц-альбитовая; 11 — зеленокаменные породы

пегматитах второго подтипа, кроме того, цезий, рубидий и литий, а иногда олово, ниобий, редкие земли и др. В результате руды этих пегматитов отличаются самой высокой комплексностью. Очень многие жилы одновременно содержат три, четыре и даже шесть редких элементов, образующих промышленные концентрации.

Пегматиты данного типа являются единственным источником добычи цезиевого сырья в виде поллукита и лепидолита. Из микроклин-альбитовых пегматитов (и связанных с ними россыпей) за рубежом добывается основная масса танталита. Многие другие танталаты (симпсонит, микролит, стибитотанталит, струверит) добываются в основном из пегматитов этого типа. Они же за рубежом являются главным источником добычи бериллового концентрата. Таким образом, за исключением лития и олова, все остальные металлы, характерные для гранитных пегматитов, обладают в микроклин-альбитовых пегматитах наибольшей концентрацией.

Валовое содержание BeO в пегматитовых телах описываемого типа обычно составляет 0,04—0,05%. Запасы в таких жилах нечисляются десятками и сотнями, а в отдельных случаях свыше тысячи тонн BeO . Из 12 зон, участвующих в сложении пегматитов данного типа, про-

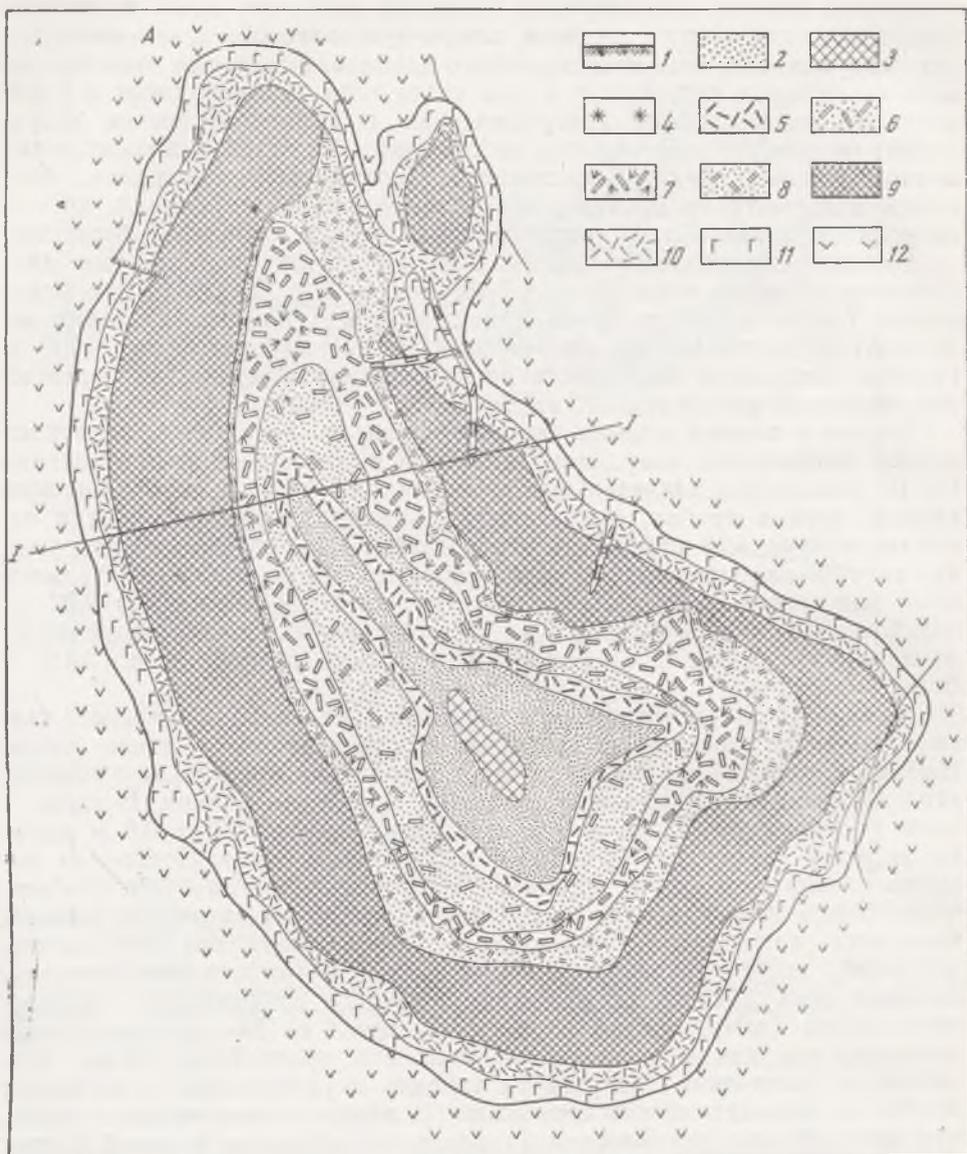
мышленно ценных концентраций бериллий достигает лишь в четырех зонах: мелкозернистого альбита, кварц-мусковитовой, кварц-клевеландит-сподуменовый, мелкопластинчатого альбита. Остальные зоны микроклин-альбитовых пегматитов, в том числе зоны сахаровидного и крупнотаблитчатого альбита, апографическая и неравнозернистая кварц-альбит-микроклиновая, никогда не содержат бериллий в промышленно ценных концентрациях. Единственным бериллиевым минералом, имеющим в пегматитах практическое значение, является берилл, хотя в пегматитах данного типа встречаются и другие минералы бериллия.

Валовое содержание Ta_2O_5 и Nb_2O_5 в характерных жилах микроклин-альбитовых пегматитов колеблется от 0,52 до 0,05% при отношении Ta/Nb от 0,9 до 3—5. Запасы Ta_2O_5 в отдельных жилах исчисляются десятками и сотнями тонн, а иногда превышают 1000 т. Группы микроклин-альбитовых пегматитов, образующие месторождения, содержат иногда до 2—3 тыс. т Ta_2O_5 .

Тантал и ниобий широко распространены во всех зонах, за исключением графической кварц-микроклиновой и зон блокового микроклина I и II. Неизвестны значительные концентрации их и в зоне блокового кварца, хотя в пробах, отобранных по кварцевым ядрам, иногда отмечаются заметные количества этих металлов. Не изучена на содержание тантало-ниобатов зона крупнолистоватого мусковита. Все остальные зоны микроклин-альбитовых пегматитов обычно содержат от 0,02 до 0,08% суммы Ta_2O_5 и Nb_2O_5 , а в центральных зонах чешуйчатого лепидолита и мусковита количество их иногда возрастает до 0,1% и более.

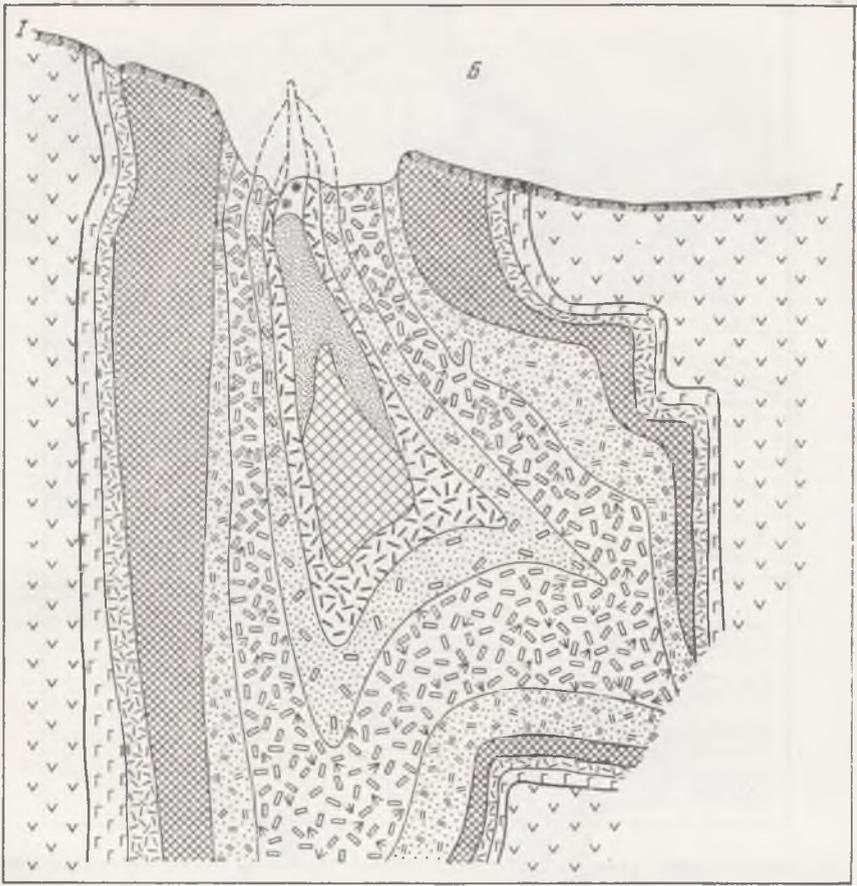
Во всех жилах наблюдается отчетливое увеличение содержания тантала по мере перехода от внешних к центральным рудным зонам. Наоборот, содержание ниобия в этом направлении несколько уменьшается либо остается примерно на одном и том же уровне. В связи с этим и отношение Ta/Nb всегда отчетливо возрастает от 0,5 и менее во внешних зонах до 8 и более в центральных зонах. Постоянно высоким отношением Ta/Nb обладают зоны мелкопластинчатого альбита, чешуйчатого лепидолита и чешуйчатого мусковита, которые, помимо танталита, как правило, содержат и другие танталаты (симпсонит, микролит, стибнотанталит). Промежуточная кварц-клевеландит-сподуменовая зона обычно также характеризуется сравнительно высоким отношением Ta/Nb , однако во внешних зонах ее оно иногда меньше единицы, так как и в пределах самих зон проявляется общая тенденция к увеличению содержания тантала и уменьшению содержания ниобия в направлении к центру жилы. В общем случае можно считать, что для всех зон, расположенных между зальбандами и зоной блокового микроклина I, отношение Ta/Nb всегда меньше единицы, а зоны, расположенные после зоны блокового микроклина I, как правило, характеризуются отношением больше единицы. Исключения из этого правила очень редки. Нам известны лишь две жилы, во внешней зоне которых, представленной крупнотаблитчатым или мелкозернистым альбитом, отношение Ta/Nb больше единицы, что объясняется уникально высоким общим отношением этих элементов, соответственно равным 2,5 и 4. Из внутренних зон исключение составляют зона сахаровидного альбита и кварц-мусковитовая зона, в которых отношение Ta/Nb , как правило, меньше единицы. Однако эти зоны в общем слабо развиты в пегматитах данного типа и в сущности не меняют отмеченной закономерности.

Из минералов тантала и ниобия основное практическое значение имеет танталит-колумбит. Он встречается во всех альбитовых, альбит-содержащих и слюдяных зонах и практически отсутствует лишь в существенно микроклиновых зонах. Химический состав танталит-колумби-



та изменяется в широких пределах и обычно подчиняется определенной закономерности. Содержание тантала в танталит-колумбитах обычно увеличивается по мере приближения к центру жил, а содержание ниобия уменьшается, из-за чего и отношение первого ко второму в этом направлении возрастает от 0,2 до 17. Одновременно часто наблюдается увеличение содержания марганца и уменьшение количества железа при соответствующем изменении отношения этих элементов от 0,5 до 15. Это, конечно, не означает, что в приальбандовых зонах не могут быть встречены мангантанталиты, а в центральных — богатые железом колумбиты, но для одной и той же жилы танталит-колумбиты из внешних зон всегда богаче железом и ниобием по сравнению с танталит-колумбитами из центральных зон.

Из других тантало-ниобатов в пегматитах описываемого типа про-



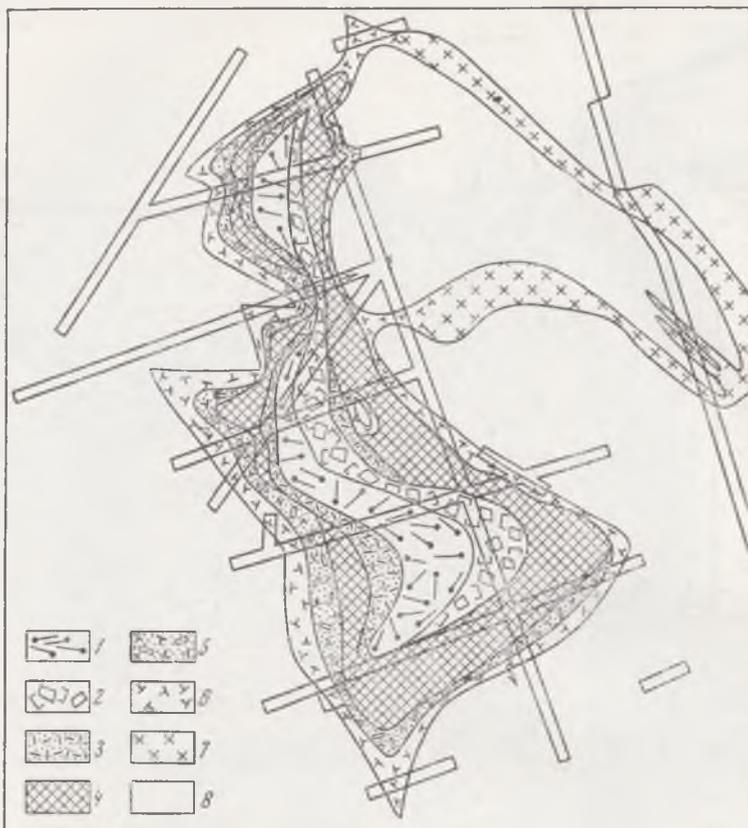
Фиг. 6. Геологический план (А) и разрез (Б) по жиле микроклин-альбитового типа второго подтипа

1 — почвенный слой и наносы; зоны (2—11): 2 — блокового кварца, 3 — блокового микроклина II, 4 — чешуйчатого лепидолита, 5 — мелкопластинчатого альбита, 6 — кварц-сподуменовая, 7 — клеветит-сподуменовая, 8 — кварц-мусковитовых гнезд, 9 — блокового микроклина I, 10 — гнезд мелкозернистого альбита с бериллом, 11 — графическая кварц-микроклиновая; 12 — габбро

мышленные концентрации изредка образуют стрюверит, микролит, симпсонит и стибьотанталит.

Совершенно особый интерес танталовая минерализация в микроклин-альбитовых пегматитах приобретает в том случае, когда они подвергаются химическому выветриванию с образованием мощных кор. Если из коренных пегматитов добыча танталатов рентабельна лишь при очень высоком их содержании, либо при комплексной утилизации руды, то в корях выветривания даже пегматиты с бедным в обычном понимании содержанием тантала (0,005—0,010% Ta_2O_5) представляют собой богатую руду.

Самые богатые литием жилы описываемого типа содержат до 0,5—0,9% Li_2O . Минимальное же содержание его в пегматитах первого подтипа не превышает кларковых количеств. Из литиевых минералов в микроклин-альбитовых пегматитах наиболее распространен сподумен. В пегматитах отдельных месторождений промышленный интерес, кроме того, представляют лепидолит, амблигонит-монтебразит, петалит и эвкрипит.



Фиг. 7. Геологический план по жиле микроклин-альбитового пегматита второго подтипа

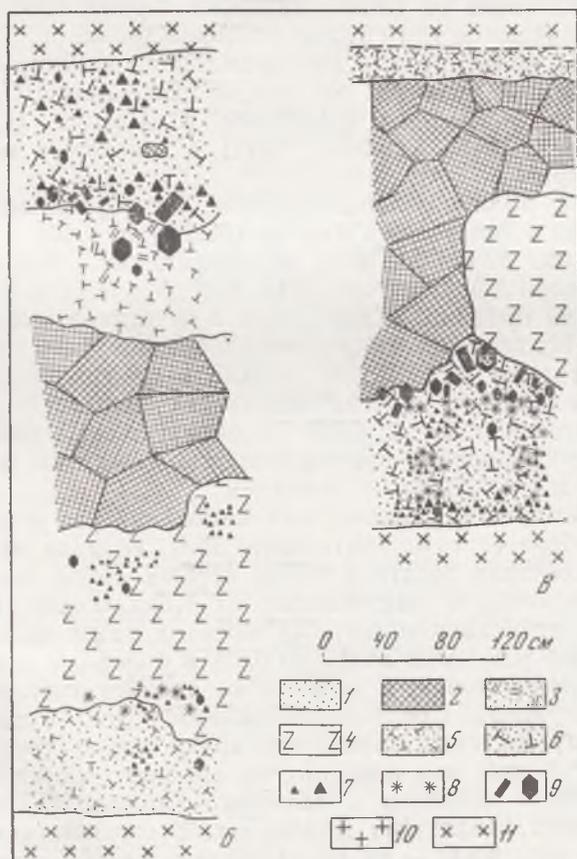
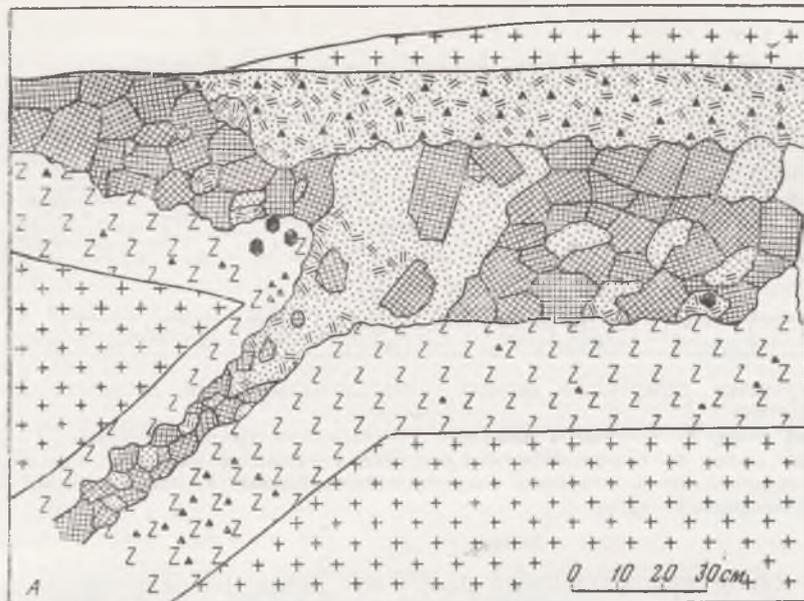
1 — пространственно неразобщенные зоны блокового кварца, микроклина II, чешуйчатого лепидолита и мелкопластинчатого альбита со сподуменом и поллуцитом; зоны (2—6): 2 — псевдографическая кварц-альбит-сподуменовая, 3 — псевдографическая кварц-альбитовая, 4 — блокового микроклина I, 5 — кварц-альбит-сподуменовая, 6 — крупнотаблитчатого альбита; 7 — нерасчлененный пегматит, 8 — амфиболит

Запасы Li_2O в отдельных жилах за счет сподумена максимально составляют тысячи и десятки тысяч тонн. Поэтому самостоятельного значения для добычи сподумена пегматиты микроклин-альбитового типа в большинстве случаев не имеют, но он часто извлекается из них попутно с минералами цезия, тантала, бериллия, а также другими литиевыми минералами.

Лепидолит практический интерес представляет в том случае, когда он обособляется в пегматитах в виде протяженной самостоятельной зоны. В некоторых пегматитах Африки (Thoreau, 1951; Tyndale-Biscoe, 1951), Канады и других районов мира лепидолит образует весьма протяженные зоны. Благодаря этому он служит объектом добычи для последующей переработки на литий, а также на цезий и рубидий.

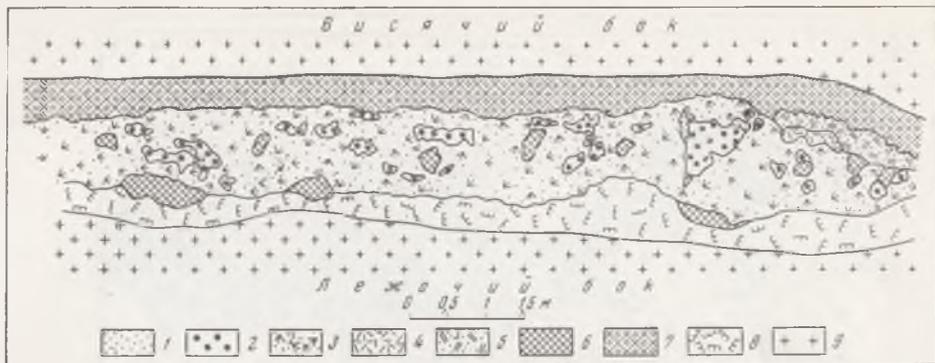
Промышленные скопления амблигонита, петалита и эвкрипитита пока известны только в единичных жилах (Бикита и др.).

Цезий из всех редкометалльных пегматитов пользуется наибольшим распространением во втором подтипе микроклин-альбитовых пегматитов. Его содержание в них нередко составляет 0,2—0,8%, тогда как в редкометалльных пегматитах других типов оно в среднем не превышает тысячных или первых сотых долей процента.



Фиг. 8. Зарисовки поперечного сечения различных пегматитов (А, Б, В) микроклин-альбитового типа первого подтипа

1 — сливной кварц; 2 — блоковый микроклин; 3 — кварц-мусковитовый комплекс; зоны (4—6): 4 — апографическая кварц-альбит-микроклиновая, 5 — мелкозернистая кварц-альбитовая, 6 — крупнозернистая кварц-альбитовая; 7 — турмалин; 8 — апатит; 9 — берилл; 10 — гранит; 11 — диорит



Фиг. 9. Зарисовка поперечного сечения микроклин-альбитового пегматита второго подтипа

1 — блокковый кварц; 2 — чешуйчатый лепидолит; 3 — кварц-клевеландитовый комплекс; 4 — мелкопластинчатый альбит; 5 — кварц-мусковитовый комплекс; 6 — блокковый микроклин; зоны (7, 8): 7 — блоккового микроклина I, интенсивно кварц-мусковитизированная, 8 — среднезернистая кварц-альбит-микроклиновая; 9 — гранит

Источником промышленного получения цезия из пегматитов является не только его собственный минерал — поллуцит, но также и лепидолит¹. В зависимости от количественного соотношения поллуцита и лепидолита различаются три группы месторождений.

1. Собственно поллуцитовые месторождения, в которых лепидолит весьма незначительно развит и поэтому не извлекается. Примером этой группы являются пегматиты Варутреск в Швеции (Quensel, 1938, 1940a, б, 1941a, б, 1945; Adamson, 1942) и некоторые месторождения Восточной Сибири.

2. Смешанные поллуцит-лепидолитовые месторождения, например Бикита в Рудезии и Монгары в Канаде (Mulligan, 1965).

3. Существенно лепидолитовые месторождения, например пегматиты Юго-Западной Африки (Nell, 1944, 1946; MacGregor, 1945).

Поллуцит, как правило, развит лишь в отчетливо зональных пегматитовых телах. Из всех зон микроклин-альбитовых пегматитов промышленные концентрации он образует только в центральной зоне мелкопластинчатого альбита и в очень небольшом количестве встречается в зоне чешуйчатого лепидолита. Реже он образует самостоятельные зоны (линзообразные скопления) протяженностью в десятки метров и мощностью до 5—7 м.

Второй промышленно важный для цезия минерал — лепидолит, как уже сказано, образует самостоятельную зону, которая прослеживается на глубину нескольких десятков, реже первых сотен метров. Запасы лепидолита в некоторых месторождениях Канады (Монгары) и Африки (Бикита) исчисляются сотнями тысяч и даже миллионами тонн при содержании в нем цезия от 0,2 до 0,8% и более.

Рубидий подобно цезию в пегматитах данного типа обладает наивысшей концентрацией. Среднее содержание в жилах достигает 0,5%, что, по-видимому, является наивысшим среди любых других природных образований. Рубидий, как известно, не образует собственных минералов, рассеиваясь в основном в калиевых (микроклин, слюды) и частично в цезиевых (поллуцит) минералах. В соответствии с этим наивысшее содержание Rb_2O — до 1% и более — наблюдается в зоне блоккового микроклина и в центральной зоне чешуйчатого лепидолита.

¹ В прошлом цезий в незначительных количествах добывался из цезиевого берилла (воробьевита). Сейчас этот минеральный тип в сущности утратил свое значение.

Рубидий обычно извлекается из лепидолита (который содержит 1—2% Rb_2O) попутно при его переработке на литий и цезий. Однако высокое содержание рубидия в микроклине (часто до 1,5, иногда до 3% и более), попутная добыча которого не составляет больших затруднений, позволяет ставить вопрос об изучении возможностей извлечения данного элемента из этого минерала, тем более что запасы рубидия в некоторых из таких пегматитовых жил составляют многие тысячи тонн.

Альбитовые пегматиты с бериллом и танталит-колумбитом (первый подтип), также сподуменом (второй подтип). В наиболее разработанных классификациях А. Е. Ферсмана (1940) и К. А. Власова (1952, 1961) альбитовые пегматиты не занимают самостоятельного положения. По классификации А. Е. Ферсмана они относятся к первому (альбитовому, или натро-сподуменовому) подтипу натро-литиевого типа. В этот же подтип А. Е. Ферсман включил и те пегматиты, которые, согласно нашей систематике, отнесены к альбит-сподуменовому типу. В классификации К. А. Власова альбитовые пегматиты совместно с микроклин-альбитовыми пегматитами принадлежат к редкометалльно-замещенному типу. Вместе с тем альбитовые пегматиты резко отличаются от других редкометалльных пегматитов, и не занимают промежуточного положения между микроклин-альбитовыми и альбит-сподуменовыми. От микроклин-альбитовых пегматитов альбитовые пегматиты отличаются не только значительно меньшим распространением в них микроклина, но и обычным отсутствием таких практически ценных и типоморфных минералов, как поллуцит, лепидолит, рубеллит, воробьевит, кунцит, розовый мусковит, а также рядом геохимических свойств и других особенностей. От альбит-сподуменовых пегматитов они отличаются малым развитием, а часто и полным отсутствием сподумена, мелкими размерами пегматитовых тел, их четкой зональностью и другими чертами. Поэтому не случайно, что, например, в систематиках Беуса (1951) и А. И. Гинзбурга (1955б, 1957в) эти пегматиты имеют совершенно самостоятельное положение. А. А. Беус выделяет их в виде мусковит-альбитовых замещенных пегматитов. В классификации А. И. Гинзбурга (1955б) они представлены типом альбитизированных и грейзенизированных пегматитов, а согласно другой его классификации (А. И. Гинзбург, 1957в), они названы тантал-бериллиевыми пегматитами.

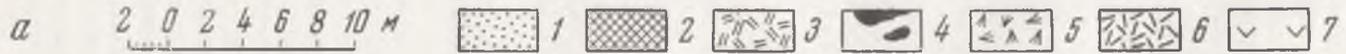
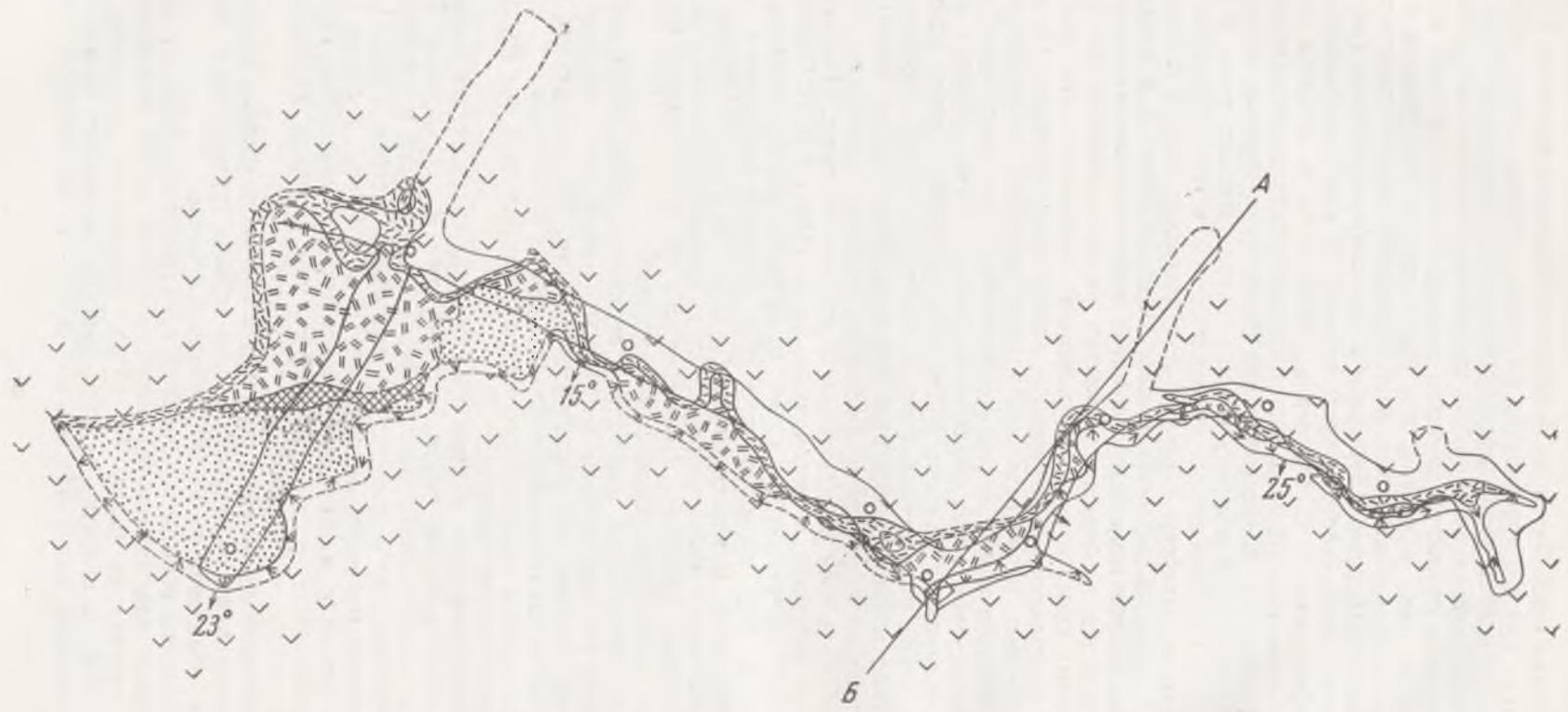
В пегматитовых полях альбитовые пегматиты редко занимают самостоятельные участки, а чаще встречаются совместно с пегматитами других типов, особенно микроклин-альбитовыми. От материнских гранитов они отстоят дальше микроклин-альбитовых пегматитов.

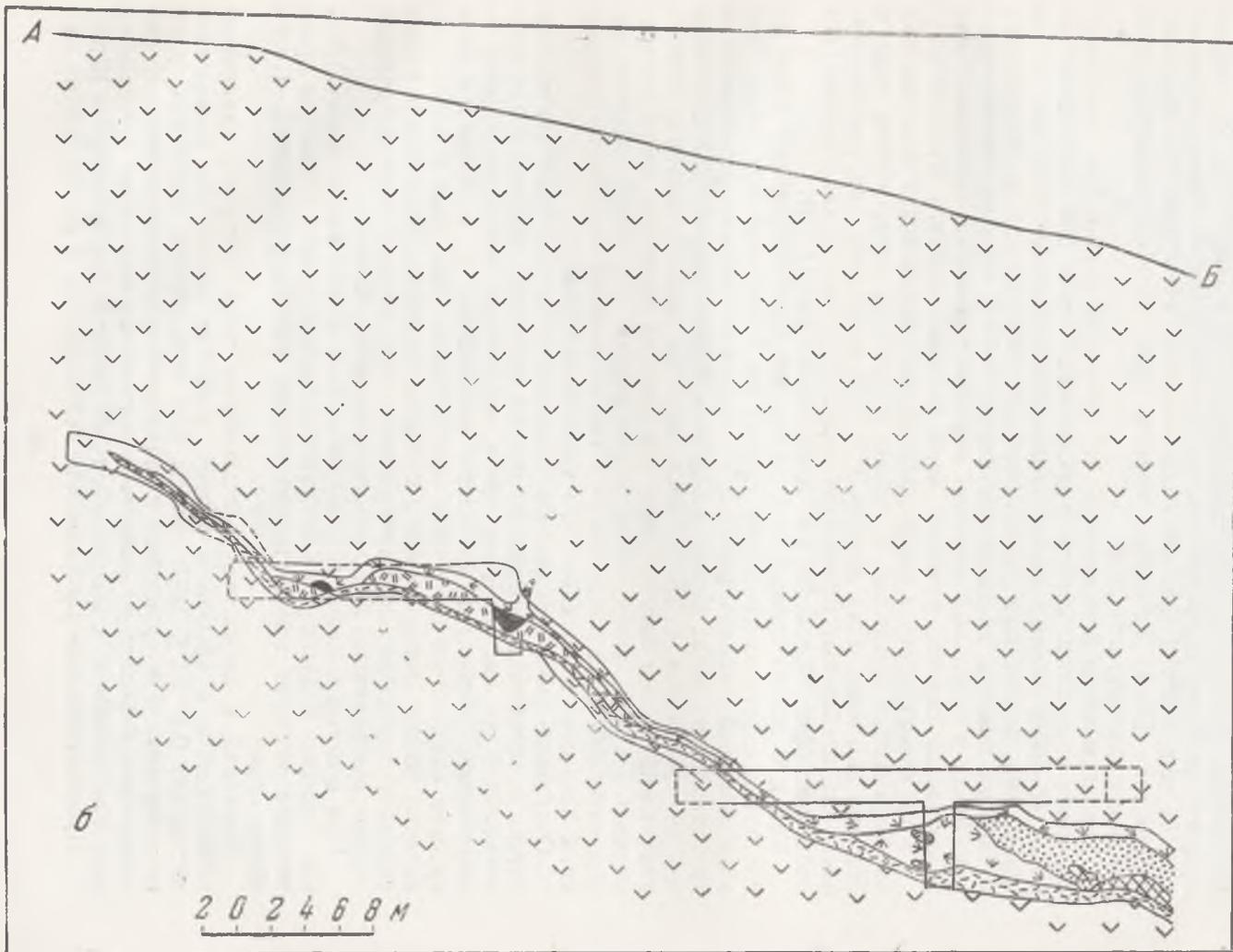
Жилы пегматитов описываемого типа характеризуются как крутыми, так и пологими углами падения.

Альбитовые пегматиты обычно представлены сравнительно мелкими телами типично жильной формы с раздудами и пережимами. Реже встречаются линзообразные тела. Их длина, как правило, не превышает первых сотен метров, а мощность — нескольких метров. Лишь в отдельных случаях мощность их достигает 15 м и более, а длина 1 км. Отношение длины к максимальной мощности в большинстве случаев составляет 30—50, т. е. гораздо больше, чем в жилах предыдущих двух типов.

В эндоконтакте альбитовых пегматитов обычно находится маломощная кварц-мусковитовая оторочка с сине-черным турмалином и альбитом, видимо, образованная по аплитовидной корочке.

В минеральном составе альбитовых пегматитов преобладают кварц и альбит, тогда как микроклин характеризуется резко подчиненным развитием (обычно не более 10—15%). Количество сподумена не превышает 10%, а в жилах первого подтипа он вообще отсутствует. Из второстепенных минералов обычны светло- и ярко-зеленый муско-





Фиг. 10. Геологические план (а) и разрез (б) по жиле альбитового пегматита первого подтипа

- Зоны (1—3, 5, 6):
- 1 — блокового кварца,
 - 2 — блокового микроклина II,
 - 3 — мелколистоватого мусковита;
 - 4 — выделения берилла;
 - 5 — клевеландита,
 - 6 — сахаровидного альбита;
 - 7 — габбро

вит, сине-черный турмалин, гранат, апатит, часто касситерит и др. (см. табл. 1). Редкометалльные минералы представлены главным образом бериллом, танталит-колумбитом, трифилин-литофиллитом, сподуменом, встречаются монтебразит, бавенит, бертрандит, микролит и др. Из аксессуарных довольно часты арсенипирит, сфалерит и другие сульфиды, из вторичных — разнообразные фосфаты, развивающиеся по трифилин-литофиллиту (сиклерит, гетерозит, пурпурит и т. д.).

Все пегматитовые жилы описываемого типа, как правило, хорошо дифференцированы и характеризуются наиболее отчетливой зональностью из всех типов редкометалльных пегматитов.

В сложении альбитовых пегматитов участвуют следующие зоны (в порядке их расположения от зальбандов к осевым частям жилы): 1) апографическая (или мелкозернистая) кварц-альбитовая; 2) сахаровидного альбита; 3) клевеландита; 3а) кварц-клевеландит-сподуменовая; 4) чешуйчатого (или мелколистоватого) мусковита; 5) блокового микроклина II; 6) блокового кварца (фиг. 10—13), характеристика которых приведена в табл. 2.

Основной объем пегматитовых тел занимают первые три существенные альбитовые зоны. Вместе с кварцевым ядром они составляют не менее 85—90% объема любой жилы этого типа, который поэтому и называется альбитовым. Зоны блокового микроклина и чешуйчатого мусковита никогда не занимают более 5—10% объема пегматитовых тел. Лишь в отдельных сечениях верхних горизонтов некоторых жил наблюдается сильное развитие зоны мелколистоватого мусковита.

Зона клевеландита и кварц-клевеландит-сподуменовая зона никогда не встречаются совместно в одном и том же пегматитовом теле и взаимно заменяют одна другую. На этом основании, как уже отмечалось, тип альбитовых пегматитов подразделяется на два подтипа: без сподумена (фиг. 10, а, б, 12) и со сподуменом (фиг. 11, 13).

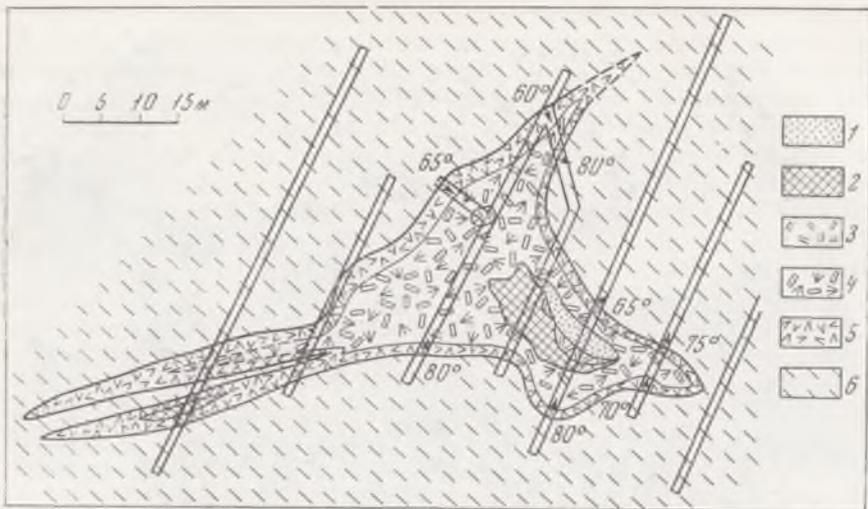
Как и в жилах предыдущих типов, все зоны альбитовых пегматитов имеют строго закономерное положение в пегматитовых телах. При этом основной закономерностью их пространственного размещения в крутопадающих телах является определенная последовательность смены зон от зальбандов к центру жил: краевая кварц-альбитовая зона в направлении к оси пегматитовых тел сначала сменяется зоной сахаровидного альбита, затем зоной клевеландита или кварц-клевеландит-сподуменной зоной и еще ближе к центру — зоной чешуйчатого мусковита, блокового микроклина II и кварцевым ядром.

Отдельные зоны в некоторых жилах могут отсутствовать или объединяться с соседними зонами, но это не нарушает указанной последовательности их смены. Чаще всего отсутствуют центральные зоны — чешуйчатого мусковита, блокового микроклина II и кварца — либо краевая кварц-альбитовая зона. Центральные зоны даже в хорошо зональных жилах обычно развиты только в раздувах. Объединение также наиболее характерно для центральных зон, которые пространственно хорошо разграничены лишь в пологопадающих жилах.

При пологом падении пегматитовые тела всегда имеют асимметричное строение. В альбитовых пегматитах из всех редких элементов практическое значение имеют только тантал, ниобий и бериллий, иногда также олово.

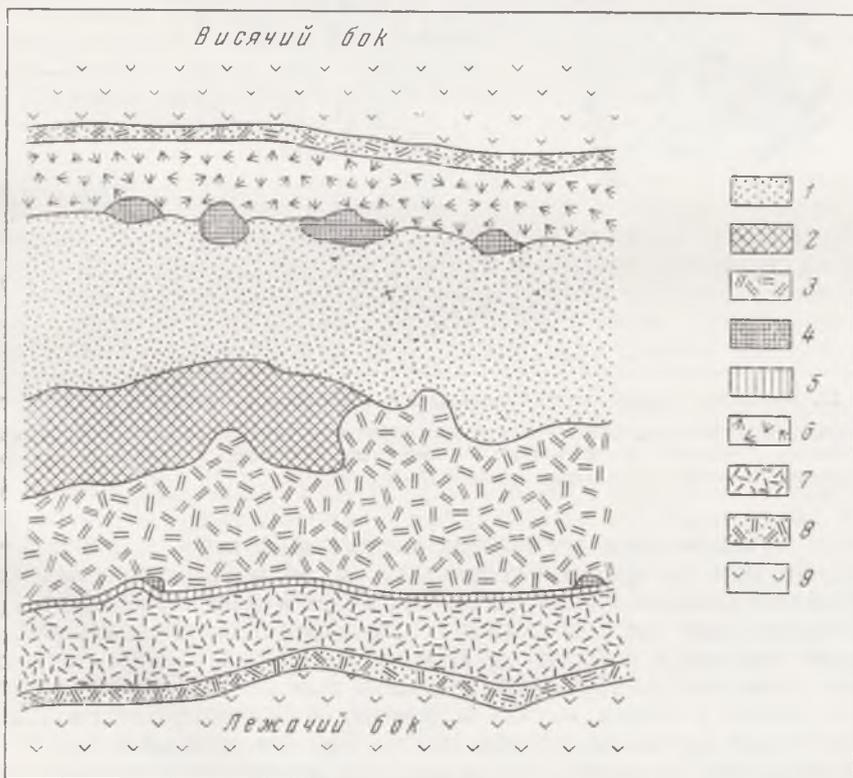
Бериллий в пегматитах описываемого типа достигает наивысшей концентрации, и обычно в хорошо развитых жилах его содержание составляет 0,1—0,2% BeO; запасы BeO исчисляются десятками, реже сотнями тонн. По сравнению с микроклин-альбитовыми пегматитами содержание бериллия в альбитовых пегматитах возрастает в несколько раз, а по сравнению с микроклиновыми пегматитами примерно в 10 раз.

Пространственное распределение бериллия, как и других редких эле-



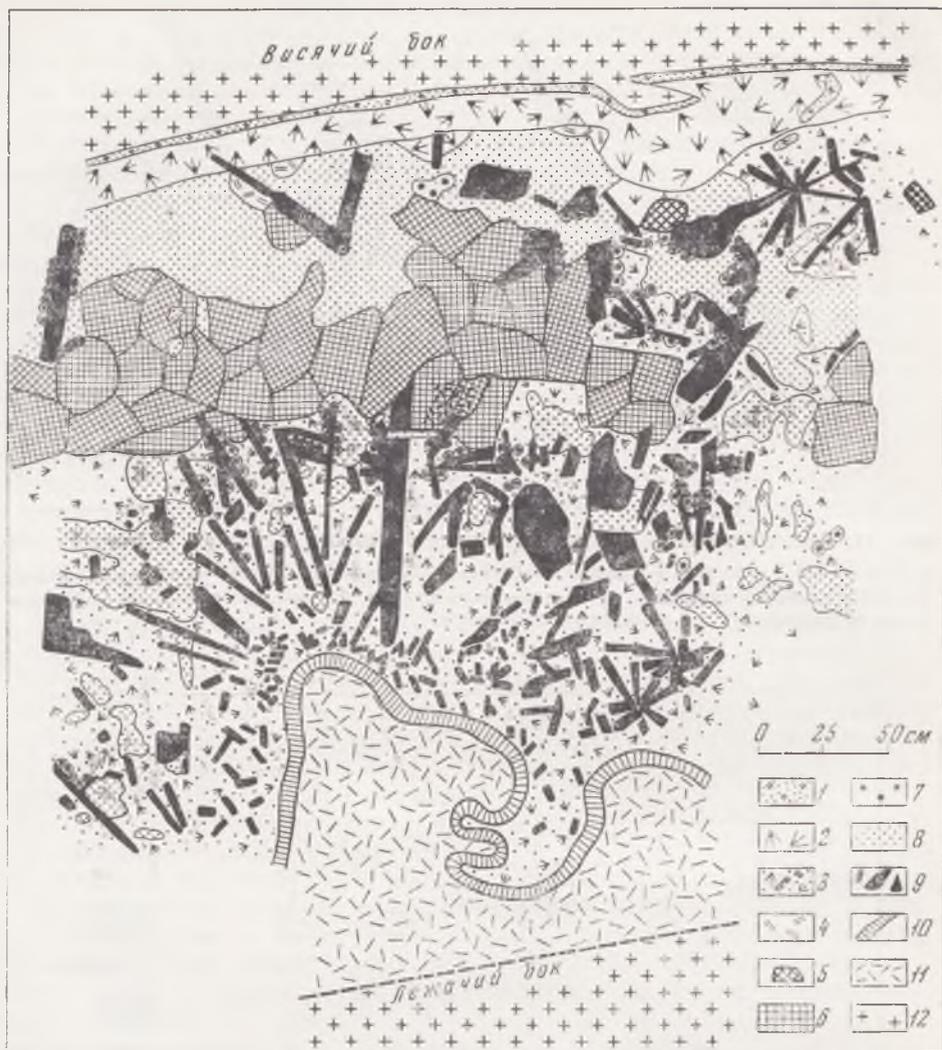
Фиг. 11. Геологический план жилы альбитового пегматита второго подтипа

Зоны (1—5): 1 — блокового кварца, 2 — блокового микроклина II, 3 — чешуйчатого мусковита, 4 — кварц-альбит-сподуменовая, 5 — сахаровидного альбита и среднезернистая кварц-альбитовая (на плане не расчленены); 6 — сланцеватые амфиболиты



Фиг. 12. Зарисовка поперечного сечения альбитового пегматита первого подтипа

Зоны (1—3, 6, 7): 1 — блокового кварца, 2 — блокового микроклина II, 3 — мелколистоватого мусковита; 4 — выделения берилла; 5 — клевеландитовая щеточка; 6 — клевеландита, 7 — сахаровидного альбита; 8 — кварц-мусковитовая оторочка; 9 — габбро



Фиг. 13. Зарисовка поперечного сечения жилы альбитового пегматита второго подтипа

1 — кварц-мусковитовая оторочка; 2 — зона клеветандита; 3 — кварц-клеветандит-сподуменовая зона; 4 — мусковит; 5 — берилл; 6 — микроклин; 7 — лепидолит; 8 — кварц; 9 — сподумен; 10 — щеточка клеветандита; 11 — зона сахаровидного альбита; 12 — гранит

ментов, в альбитовых пегматитах подчиняется строгим закономерностям. Он присутствует в мусковитовой и во всех альбитовых зонах, но особенно высокой концентрации достигает в зоне клеветандита (первый подтип) или заменяющей ее кварц-клеветандит-сподуменовой зоне (второй подтип), в которых его содержание всегда во много раз выше, чем в других зонах. При этом в самой зоне клеветандита содержание бериллия в общем случае возрастает с удалением от зальбандов, о чем можно судить по распределению берилла, основная масса которого находится на границе зоны клеветандита и зоны блокового кварца (фиг. 12).

Содержание Ta_2O_5 в альбитовых пегматитах обычно составляет 0,012—0,025%, а запасы исчисляются десятками тонн по отдельным жилам и сотнями тонн по месторождениям. Отношение Ta/Nb обычно близко к 1.

Тантал и ниобий в большом количестве присутствуют в мусковитовой и во всех альбитовых (или альбитсодержащих) зонах. Причем содержание тантала постепенно возрастает к центральной зоне. Содержание ниобия, наоборот, в этом направлении уменьшается. Поэтому и отношение Ta/Nb от зальбандов к центру возрастает от 0,5 до 6.

По падению жилы содержание тантала уменьшается, а ниобия возрастает, что вполне понятно, поскольку с глубиной выклиниваются обогащенные танталом промежуточные и центральные зоны, а богатые ниобием внешние зоны получают относительно большее развитие.

Особый интерес танталовая минерализация альбитовых пегматитов представляет при развитии по ним кор выветривания. В этом случае даже небольшие запасы Ta_2O_5 всего в несколько десятков тонн могут рентабельно разрабатываться на один тантал без других попутных компонентов, поскольку его содержание в коре может превышать во много раз минимально-среднее промышленное содержание.

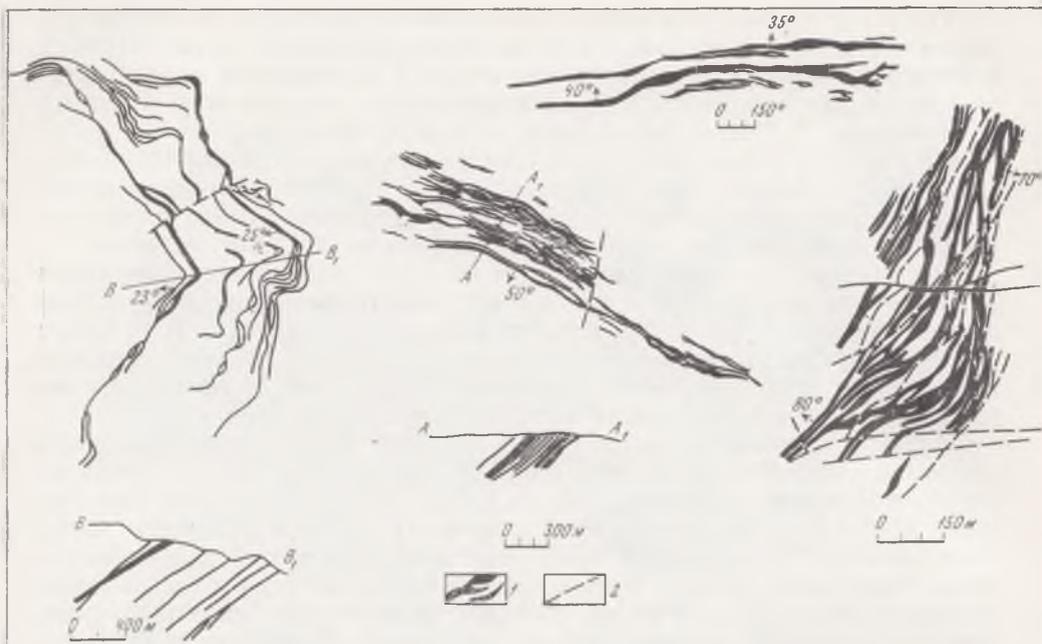
Литий, содержание которого в отдельных жилах второго подтипа альбитовых пегматитов достигает 0,75%, как правило, не представляет какой-либо промышленной ценности. Из-за мелких размеров жил запасы Li_2O в них не превышают нескольких сотен или первых тысяч тонн. Поэтому организация даже попутного извлечения сподумена из руды часто оказывается нерентабельной. Лишь в редких альбитовых жилах, переходных к IV типу, сподумен приобретает некоторый практический интерес, так как запасы Li_2O здесь достигают нескольких десятков тысяч тонн.

Основная масса лития, представленная в пегматитах второго подтипа сподуменом, приурочивается к кварц-клевеландит-сподуменовой зоне. В пегматитах первого подтипа главная масса лития в форме трифилин-литофиллита находится соответственно в зоне клеветландита, причем этот минерал, как и берилл, в основном образуется на границе данной зоны с центральными зонами в виде крупных выделений изометрического облика, размером до 40 см и более. С глубиной содержание лития в пегматитах второго подтипа уменьшается из-за выклинивания сподуменсодержащей зоны. В пегматитах первого подтипа иногда наблюдается обратная картина благодаря появлению на глубине кварц-клевеландит-сподуменовой зоны. Однако валовое содержание лития в этом случае может возрастать и не очень сильно, так как в верхних горизонтах иногда вместо сподумена широко распространены литиевые фосфаты.

Содержание в альбитовых пегматитах рубидия и особенно цезия резко понижено, и эти элементы здесь никакого практического значения не имеют.

Альбит-сподуменные пегматиты иногда с бериллом, колумбитом и касситеритом (реже гельвином, гатчеттолитом и фергусонитом). Альбит-сподуменные пегматиты распространены сравнительно мало. В пределах всего земного шара известно не более десяти крупных месторождений этого типа. Наиболее характерные представители альбит-сподуменных пегматитов находятся в Канаде — штаты Манитоба, Квебек, Онтарио, Северо-Западные Территории (Davies, 1956, Pye, 1956; Mulligan, 1965) и в США, так называемый олово-сподуменный пояс штатов Северная и Южная Каролина.

Большинство месторождений альбит-сподуменного типа выявлено и детально изучено лишь в последние 15—20 лет. Поэтому далеко не случайно, что до недавнего времени эти пегматиты не имели достаточно определенного положения в классификациях. Например, А. Е. Ферсман отнес альбит-сподуменные пегматиты, так же как и альбитовые, к первому подтипу натро-литиевого типа своей систематики. При этом весьма любопытно, что данный подтип в одних случаях он называл



Фиг. 14. Структуры месторождений альбит-сподуменовых пегматитов
 1 — пегматитовые тела; 2 — тектонические нарушения

альбитовым, а в других — натро-сподуменовым (т. е. альбит-сподуменовым). Из этой двойственности названия можно заключить, что А. Е. Ферсман сознавал разнотипность образований, объединяемых им в этом подтипе.

Впервые достаточно четкое место для альбит-сподуменовых пегматитов было указано А. А. Беусом (1951), выделившим сподумен-альбитовый тип в группе замещенных пегматитов своей классификации. Первое же детальное описание внутреннего строения, минералогии и геохимии альбит-сподуменовых пегматитов было выполнено нами (Солодов, 1959а, б, 1961) и К. А. Власовым (1961).

Для структур месторождений альбит-сподуменового типа, в отличие от месторождений других типов, характерна группировка жил в пределах одной или нескольких узких и протяженных структурно-тектонических зон. Пегматитовые тела тесно сближены друг с другом и характеризуются единообразием элементов залегания и обычно крутыми или умеренными углами падения (фиг. 14). Участок месторождения всегда значительно вытянут в одном направлении. Залегание жил, как правило, согласное с простиранием доминирующей структуры пегматитового поля.

Особенностью альбит-сподуменовых месторождений является также то, что в их пределах развиты в основном жилы одного альбит-сподуменового типа, тогда как микроклиновые, микроклин-альбитовые и альбитовые пегматиты часто встречаются в пределах одного и того же месторождения сразу все или по два типа одновременно. В тех случаях, когда альбит-сподуменовые пегматиты встречаются совместно с пегматитами других типов, они не имеют широкого распространения, плохо выражены и представляют второстепенный интерес. Из всех редкометальных типов альбит-сподуменовые пегматиты обычно располагаются на наибольшем удалении от материнских гранитов. В свитах моноклинально падающих жил альбит-сподуменовые пегматиты занимают

самое высокое положение. Под ними находятся альбитовые, микроклин-альбитовые и в самом низу — микроклиновые пегматиты.

Всем типам пегматитов, как мы указывали выше, свойственны определенной форма и размеры, но в данном типе эти качества особенно характерны. Морфологически альбит-сподуменовые пегматиты представляют собой плитообразные жилы и дайки (фиг. 14). Длина их обычно составляет 500—2800 м, мощность 10—40 м. Отношение длины жил к их максимальной мощности достигает 50—80, т. е. наивысших значений из всех типов пегматитов.

Главными минералами описываемых пегматитов являются кварц, альбит и сподумен, а микроклин имеет сугубо подчиненное развитие: в типичных альбит-сподуменовых пегматитах его количество не превышает 10—15%. Из второстепенных минералов обычны чешуйчатый ярко-зеленый мусковит или жильбертит, сине-черный турмалин, гранат, апатит, касситерит. Редкоземельные минералы наряду со сподуменом представлены бериллом, колумбитом, холмквиститом, изредка трифилином-литиофиллитом, монтебразитом и др. (см. табл. 1). Характерно обычное отсутствие лепидолита (несмотря на высокое содержание лития), а также поллуцита (несмотря на большое количество альбита, с которым он постоянно ассоциирует).

В эндоконтакте альбит-сподуменовых пегматитов часто наблюдаются тонкие щеточки игольчатых кристаллов турмалина и роговой обманки, солнца холмквистита, а также оторочки флюорита. Последний характерен для случая залегания этих пегматитов в карбонатных вмещающих породах.

Альбит-сподуменовые пегматиты из всех типов выделяются наименее отчетливой зональностью и самой низкой степенью дифференциации. В их внутреннем строении участвуют всего три зоны: 1) мелкозернистая (или порфиробластовая) кварц-альбитовая; 2) кварц-альбит-сподуменовая; 3) блокового микроклина II (фиг. 15—17), характеристика которых приведена в табл. 1.

Основной объем пегматитовых тел выполняет кварц-альбит-сподуменовая зона. Ее доля в наиболее характерных пегматитах составляет примерно 60—70%. Кварц-альбитовая зона занимает до 20—30% объема жил, а на долю микроклиновой зоны приходится не более 10%; иногда она и совсем отсутствует, будучи пространственно неразобцненной с кварц-альбит-сподуменной зоной. В результате образуется зона кварц-альбит-микроклин-сподуменного состава. При постепенном уменьшении альбита она иногда превращается в блоковую кварц-микроклин-сподуменовую, а затем и кварц-сподуменовую зону (или участки).

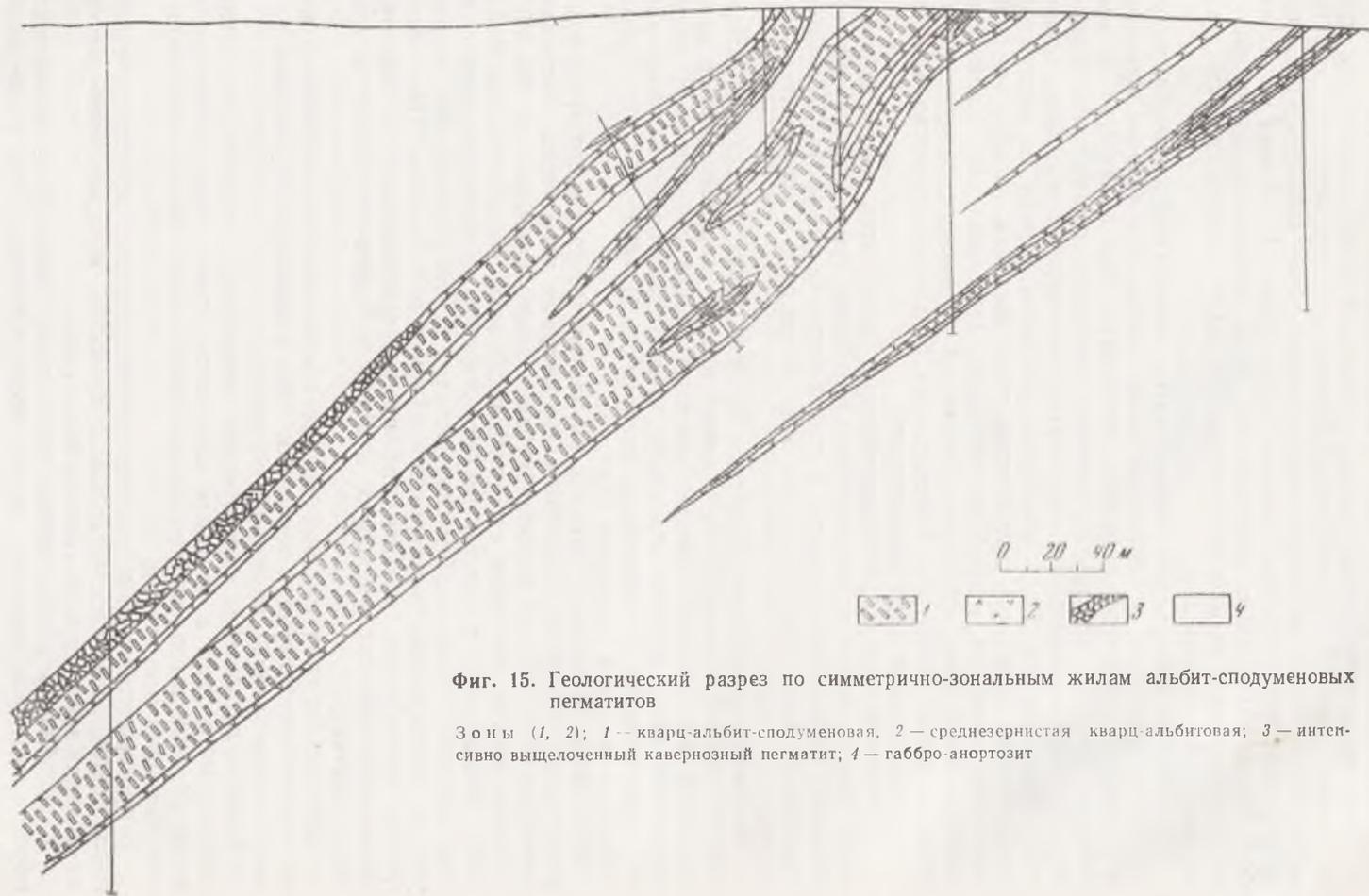
Для альбит-сподуменовых пегматитов весьма характерно сильное проявление внутрирудной тектоники¹, что выражается в большом развитии разнообразных прожилков и брекчий.

Сильное проявление внутрирудной тектоники, а также то, что жилы описываемого типа в основном слагаются одной кварц-альбит-сподуменной зоной, и создает впечатление неотчетливой зональности альбит-сподуменовых пегматитов.

В пространственном положении зон описываемых пегматитов также наблюдается большинство тех закономерностей, которые нами уже отмечены для зон предыдущих типов пегматитов.

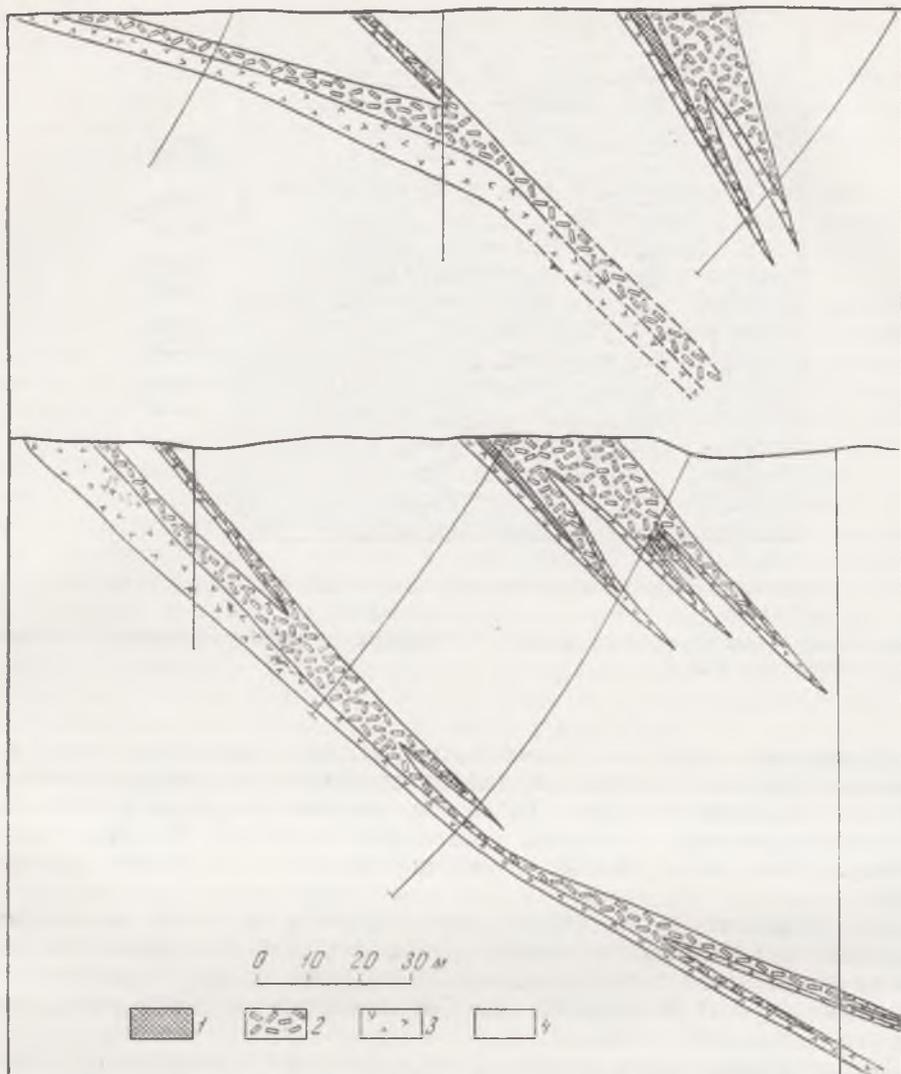
У зальбандов пегматитовых тел и возле ксенолитов вмещающих пород всегда располагается кварц-альбитовая зона. При более поло-

¹ Под внутрирудной тектоникой в данном случае понимается такая тектоническая деятельность, которая по времени своего проявления совпадает с периодом консолидации пегматитов.



Фиг. 15. Геологический разрез по симметрично-зональным жилам альбит-сподуменовых пегматитов

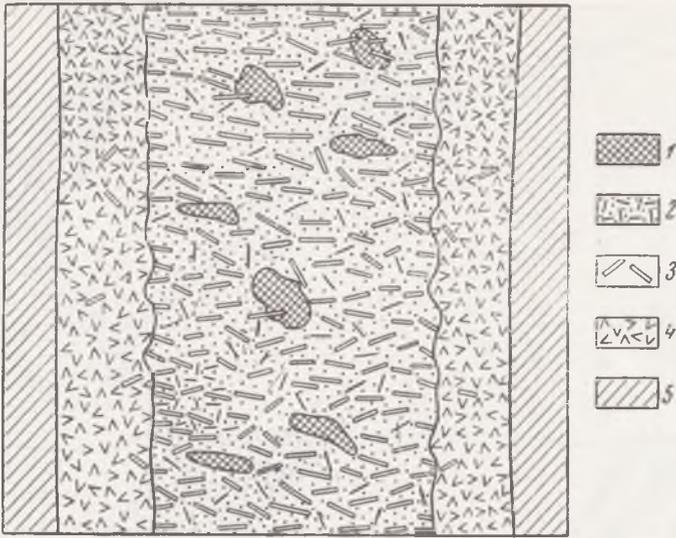
Зоны (1, 2); 1 — кварц-альбит-сподуменовая, 2 — среднезернистая кварц-альбитовая; 3 — интенсивно выщелоченный кавернозный пегматит; 4 — габбро-анортозит



Фиг. 16. Геологические разрезы по асимметрично-зональным жилам альбит-сподуменовых пегматитов

Зоны (1—3): 1 — блокового микроклина II, 2 — кварц-альбит-сподуменовая, 3 — порфиробластовая кварц-альбитовая; 4 — амфиболит

гом залегании жил эта зона в соответствии с общим правилом развивается лишь у лежачего бока; со стороны висячего бока сразу же на контакте с вмещающими породами располагается следующая зона данного типа пегматитов, т. е. зона кварц-альбит-сподуменовая. Асимметрия пологопадающих жил в некоторых альбит-сподуменовых пегматитах выражена поразительно отчетливо и не зависит от их мощности. В жилах мощностью всего 0,5—1,0 м кварц-альбитовая зона наблюдается лишь у лежачего, а кварц-сподуменовая — всегда со стороны висячего бока, точно так же, как в жилах, мощностью до 30 м. В этом свойстве одновременно заключается и отличие внутреннего строения альбит-сподуменовых пегматитов от других типов пегматитов. Если в пегматитах описанных выше трех типов пережимы жил дифференцированы всегда слабее, чем раздувы, и часто слагаются



Фиг. 17. Зарисовка поперечного сечения крутопадающей жилы альбит-сподуменового пегматита

1 — микроклин; 2 — кварц-альбитовый агрегат; 3 — сподумен; 4 — мелкозернистая кварц-альбитовая зона; 5 — вмещающие породы

одной краевой зоной, то в альбит-сподуменовых пегматитах как в пережимах, так и в раздувах всегда присутствуют и кварц-альбитовая, и кварц-сподуменовая зоны. Точно так же эти две зоны в одинаковой степени развиты в мощных и маломощных жилах. Все это, по-видимому, объясняется какими-то специфическими условиями образования.

Для суждения об изменении зональности с глубиной по альбит-сподуменовым пегматитам имеется очень хороший материал, так как многие жилы этого типа разведаны по падению на сотни метров, а в отдельных случаях до глубины 600—700 м. Некоторые жилы разбурены до полного выклинивания.

Анализ фактического материала по вертикальной зональности показывает, что из трех зон альбит-сподуменовых пегматитов зона блокового микроклина II с глубиной постепенно выклинивается. В результате этого нижние горизонты оказываются сложенными практически только двумя зонами — кварц-альбитовой и кварц-альбит-сподуменовой. Значение последней сначала даже несколько увеличивается. Несмотря на возрастание с глубиной роли кварц-альбит-сподуменовой зоны, самые корни жил в соответствии с общей закономерностью должны слагаться кварц-альбитовой зоной. Здесь, как и в предыдущем типе, микроклиновые зоны на глубине не появляются.

Однако поскольку блоковая микроклиновая зона занимает сугубо небольшой объем в описываемых пегматитах, а иногда и совсем отсутствует, в целом зональность альбит-сподуменовых жил с глубиной часто не обнаруживает существенных изменений. Следовательно, из пегматитов всех типов внутреннее строение альбит-сподуменовых пегматитов наиболее выдержано по падению.

Альбит-сподуменные пегматиты представляют собой крупнейшие месторождения лития. Среднее содержание Li_2O по разным месторождениям, как правило, колеблется в пределах 1,1—1,5%. Запасы Li_2O исчисляются сотнями тысяч тонн. Из всех литиевых минералов в аль-

бит-сподуменовых пегматитах практическое значение имеет лишь один сподумен.

По простиранию жил не отмечается никакого закономерного изменения среднего содержания лития. По падению жил среднее содержание лития либо постепенно возрастает, либо остается примерно на одном и том же уровне.

Наряду с литием некоторое обогащение в альбит-сподуменовых пегматитах имеет лишь олово, содержание которого здесь достигает 0,02—0,10%. Кроме того, ниобий по своей концентрации в описываемых пегматитах (0,008—0,012% Nb_2O_5) не уступает другим типам.

Все остальные редкие элементы содержатся в альбит-сподуменовых пегматитах в явно пониженных количествах по сравнению с двумя другими альбитсодержащими типами пегматитов. Рубидий и цезий в альбит-сподуменовых пегматитах характеризуются кларковыми содержаниями, т. е. здесь отмечается 0,10—0,15% Rb_2O и 0,004—0,008% Cs_2O .

Среднее содержание BeO в альбит-сподуменовых пегматитах составляет 0,025—0,040%, и лишь в жилах, обедненных сподуменом и несколько против нормы обогащенных микроклином или альбитом, оно иногда достигает 0,060%. По мощности жил бериллия больше в краевой кварц-альбитовой зоне, нежели в центральной кварц-альбит-сподуменной. Характер распределения неравномерный. По падению содержание бериллия нередко увеличивается или остается на одном и том же уровне. Основная масса бериллия в жилах представлена бериллом. Лишь в пегматитах, залегающих среди мраморов, появляется значительное количество гельвина. Запасы BeO в месторождениях подобного типа достигают нескольких десятков тысяч тонн.

Среднее содержание Ta_2O_5 в альбит-сподуменовых пегматитах колеблется в пределах от 0,004 до 0,010%, и лишь в некоторых пегматитах, обогащенных против нормы микроклином, где наблюдаются черты перехода в микроклин-альбитовый тип, оно достигает 0,015%. Отношение Ta/Nb всегда меньше единицы. По мощности пегматитовых тел наблюдается отчетливое уменьшение содержания тантала к их центру, что полностью противоположно его поведению в предыдущих типах пегматитов. По падению альбит-сподуменовых пегматитов содержание тантала может возрастать или уменьшаться в зависимости от типа вертикальной зональности (см. в главе третьей). В любом случае необходимо отметить большую выдержанность танталового оруденения на глубину и сравнительно равномерный характер его распределения (неравномерный характер, по классификации В. И. Смирнова, 1957). Основная масса тантала представлена колумбитом. Лишь в пегматитах, залегающих среди мраморов, наряду с этим минералом, а иногда и в большем количестве появляются фергусонит и гатчеттолит. Запасы Ta_2O_5 в месторождениях описываемого типа составляют 5—10 тыс. т.

Содержание олова в альбит-сподуменовых пегматитах достигает 0,05—0,07%, а запасы его — 10 тыс. т и более.

Таким образом, несмотря на сравнительно низкое содержание бериллия, тантала и олова, их запасы в месторождениях данного типа весьма внушительны и, что касается первых двух, вполне соизмеримы с масштабами некоторых новых типов редкометалльных месторождений. Поэтому необходимо рассматривать альбит-сподуменные пегматиты как крупные комплексные месторождения и принять все меры к извлечению из их руд попутно со сподуменом также берилла, колумбита, (фергусонита, гатчеттолита) и касситерита.

Экзотические типы редкометалльных пегматитов

Амазонит-альбитовые пегматиты с бериллом и редкоземельной минерализацией. Гранитные пегматиты с амазонитом известны в нескольких регионах СССР: на Кольском полуострове (Калита, 1961), на Урале, в Средней Азии, Восточной Сибири (Калинин, 1959) и др.

Несмотря на разнообразие минерального состава, внутреннего строения, а по-видимому, и генезиса амазонитсодержащих пегматитов, выделение их в качестве самостоятельного типа продиктовано тем, что большинство их имеет весьма специфическую редкометалльную минерализацию. Они очень часто характеризуются самой высокой из всех редкометалльных пегматитов концентрацией бериллия и редких земель. Это обстоятельство, так же как и наличие амазонита, совершенно необычного для всех других типов редкометалльных пегматитов, позволяет выделять такие пегматиты в качестве самостоятельного амазонит-альбитового типа, хотя его можно было бы рассматривать и как своеобразное проявление микроклин-альбитовых пегматитов.

Название описываемого типа в известной степени условно, так как наряду с зеленым калиевым полевым шпатом постоянно, в том или ином количестве присутствует обычный, кремовый или розовый, микроклин. В некоторых жилах микроклин даже преобладает над амазонитом. Тем не менее мы не вводим микроклин в название типа только лишь из соображений краткости, ибо, строго говоря, такие пегматиты следовало бы называть амазонит-микроклин-альбитовыми.

Форма пегматитовых тел амазонит-альбитовых пегматитов типично жильная. Длина их колеблется в пределах первых сотен метров, а мощность обычно не превышает нескольких метров.

Жилы обычно слагаются примерно равными количествами трех минералов: кварца, альбита и микроклина-амазонита. Из второстепенных обычно биотит, мусковит, апатит, гранат, шерл, иногда брукит, рутил, ильменит, магнетит, флюорит. В большинстве жил присутствует значительное количество берилла (1—8%). Однако некоторые жилы сравнительно бедны им. Редкоземельные минералы представлены весьма разнообразно: гадолинит, эвксенит, фергусонит, монацит, ксенотим, самарскит. Но в разных жилах обычно присутствуют не все, а лишь часть из перечисленных редкоземельных минералов. Из других редкометалльных минералов встречаются торит, ортит, гельвин, бавенит, колумбит, ильменорутил, касситерит и др.

Внутреннее строение жил характеризуется заметной дифференциацией. Текстура жил обычно участково-зональная, реже асимметрично-зональная или симметрично-зональная, но всегда неотчетливая. Переходы между зонами постепенные. Различаются следующие структурно-парагенетические комплексы: 1) мелко- и среднезернистый кварц-альбит-амазонитовый (иногда вместо амазонита — микроклин); 2) блоковый кварц-микроклин-амазонитовый; 3) кварцевое ядро (редко); 4) автометасоматический мелкозернистый кварц-альбитовый; 5) кварц-мусковитовый (редко).

В некоторых жилах появляются графические, неяснографические (кварц-микроклиновые, кварц-амазонитовые) и пегматоидные структуры. А в одной жиле Восточной Сибири мы наблюдали очень своеобразную зону берилл-кварц-альбит-амазонитового состава. Берилл в этой зоне представляет зонообразующий минерал, количество его здесь в среднем составляет не менее 10—15%, а в отдельных штуфах до 25—30%. Кристаллы имеют длиннопризматический, иногда слегка конический облик и располагаются перпендикулярно контакту, образуя как бы редкую щетку. Размер кристаллов обычно 5—10 см в длину при 0,5—1,5 см в поперечнике.

Согласно данным опробования среднее содержание редких элементов в наиболее характерных жилах обычно составляет (в %): BeO — 0,2—0,6; TR_2O_3 — 0,02—0,04; Ta_2O_5 — 0,003—0,010; Nb_2O_5 — 0,004 — 0,15; Sn — 0,007—0,080. Однако поскольку другие попутные компоненты не имеют практического значения, то один берилл в настоящее время не может привлечь внимания горнодобывающей промышленности, даже несмотря на сравнительно высокое содержание его, так как вручную он неизвлекаем, а для механических способов обогащения имеются более перспективные и экономически более выгодные берtrandит-фенакитовые и гентгельвиновые руды в новых типах крупных бериллиевых месторождений, связанных с различными метасоматическими образованиями.

Генезис амазонит-альбитовых пегматитов остается не совсем ясным. Во-первых, в некоторых достоверно известных случаях амазонитсодержащие пегматиты связаны с щелочными гранитами, а в других — с нормальными гранитами; иногда материнские породы для амазонит-альбитовых пегматитов в точности неизвестны.

Во-вторых, несмотря на наличие пространственной связи между амазонитом, с одной стороны, и редкоземельно-бериллиевым характером минерализации, с другой, эта связь скорее является парагенетической, нежели причинной, так как известны жилы без амазонита, содержащие полный комплекс тех же редкоземельных минералов и берилла (или гадолинит) и в тех же количествах, что и соседние жилы с амазонитом.

В-третьих, неясна природа самой амазонитизации, несмотря на наличие многочисленных работ по этому вопросу.

В-четвертых, остается непонятным непостоянство набора редкоземельных минералов в разных амазонитсодержащих жилах (в отдельных есть гадолинит, в других только эвксенит и т. д.) даже одного и того же месторождения.

Поэтому в целом существование данного типа еще требует дополнительного изучения. В частности, следовало бы в первую очередь уточнить соотношение калиевого полевого шпата и альбита, которые в описанном типе колеблются в очень широких пределах, из-за чего можно было бы различать пегматиты существенно амазонитовые, собственно амазонит-альбитовые и альбитовые с амазонитом. Видимо, в какой-то мере благодаря этому так сильно и варьируют свойства пегматитов описываемого типа: размеры, минеральный состав, внутреннее строение и редкометалльная минерализация.

Микроклин-петалитовые пегматиты описаны Л. Н. Россовским (1965 г.) на Памире и пока нигде в мире больше не встречены¹.

Характеристика их приводится в основном по его материалам.

Форма тел линзообразная, размеры их небольшие: длина до 150 м, мощность 5—30 м.

Пегматиты, по данным Л. Н. Россовского, в основном состоят из кварцем, микроклином и петалитом, с подчиненным количеством альбита². Из второстепенных и аксессуарных минералов присутствует андалузит, часто в виде реликтов в мусковите, мусковит, шерл, апатит,

¹ Не следует смешивать с этим типом микроклин-альбитовые пегматиты второго подтипа, часто содержащие в значительном количестве петалит наряду со сподуменом, лепидолитом и другими литиевыми минералами (например, месторождение Бикита в Родезии). Минералогия, геохимия, внутреннее строение и практическое значение этих двух типов совершенно различны.

² Распространенность альбита в данных пегматитах изучена недостаточно. По всей вероятности, он имеет здесь более широкое распространение. Как справедливо отмечал еще А. И. Гинзбург (1952), литий в гранитных пегматитах всегда ассоциирует

шеелит, рутил, касситерит, сфен, гетерозит и др. Из редкометалльных минералов обнаружен танталит-колумбит.

Пегматиты слабозональны. Текстура их симметрично-зональная. Они состоят из двух зон: мало мощной краевой среднезернистой кварц-альбит-петалитовой мощностью 15—20 см и центральной блоковой кварц-микроклин-петалитовой, слагающей основной объем пегматитовых тел.

Краевая зона состоит из кварца (30—40%), петалита (20—25%), альбита (30—40%), мусковита, образующего псевдоморфозы по андалузиту (до 15%) и др. Размер выделений минералов 0,5—3 см.

Центральная зона сложена блоками микроклина (40—70%), мелкозернистым петалитовым агрегатом (30—50%) и крупнокристаллическим кварцем. Присутствуют альбит, андалузит и псевдоморфозы мусковита по нему, а также другие перечисленные выше второстепенные, акцессорные и редкометалльные минералы.

Микроклин в зоне образует идиоморфные кристаллы размером $2,5 \times 0,8$ м, которые сцементированы мелкозернистыми серовато-белым и белым петалитовым агрегатом. Размеры участков сплошного петалитового агрегата достигают площади до 1×3 м. Кварц либо образует мелкие зерна в петалите, либо встречается в виде блоков сливного облика размером до нескольких квадратных метров. Альбит (№ 4—5), по данным Л. Н. Россовского, распространен в зоне незначительно, он представлен мелкопластинчатой разностью и клевеландитом.

Практического значения известные к настоящему времени пегматиты данного типа не имеют ввиду их малых размеров. Вполне очевидно, что обнаружение крупных жил описываемого типа может заставить пересмотреть эту оценку в положительную сторону, поскольку петалит, хотя и отличается сравнительно небольшим содержанием лития, является достаточно ценным видом сырья на этот элемент.

Кроме того, появление микроклин-петалитовых пегматитов представляет большой теоретический интерес. По всей вероятности, массовое образование петалита вместо сподумена, как об этом свидетельствуют экспериментальные данные Роя и др. (R. Roy а. о., 1950), вызвано высокой температурой кристаллизации (выше 480°) и повышенной концентрацией кремнезема (более 78,5%). Такие условия при высоком содержании лития в расплаве в природе редки, но для данного случая вполне вероятны, так как существенно калиевые расплавы-растворы обычно выделяются из магматических очагов на ранней стадии, т. е. при сравнительно высокой температуре (Солодов, 1961, 1962 г.).

Мусковит-альбитовые пегматиты с касситеритом. Мусковит-альбитовые пегматиты нами изучались всего на трех рудопроявлениях: Белягидонском на Кавказе (Северная Осетия), в некоторых жилах Саяна и Сулейманша в Восточном Афганистане. Сходных пегматитов в литературе по другим регионам мира нам неизвестно.

Содержание мусковита в этом типе составляет 10—15%, что формально вполне достаточно для выделения его в самостоятельную классификационную единицу, поскольку в собственно альбитовых пегматитах

с натрием. Причем при высоких концентрациях лития (как это имеет место в данном типе) натрий всегда сильно превалирует над калием, а альбит — над микроклином, примером чему служат альбит-сподуменовые пегматиты (см. выше). Поэтому объединение калия с литием, минуя натрий, весьма маловероятно. Альбит в описываемом типе пегматитов макроскопически может быть легко спутан с кварцем и петалитом, поскольку все эти три минерала имеют одинаково тонкозернистый характер выделения, в связи с чем содержание альбита в жилах может быть занижено. Тем не менее все это только наши предположения, и потому, не имея достоверных фактов, мы не ввели альбит в название данного типа оставив транскрипцию, предложенную первым исследователем — Л. Н. Россовским (1965 г.).

количество мусковита обычно не превышает 5—7%. Однако из-за одного этого, в общем-то формального признака мы не стали бы выделять самостоятельного типа, если бы эти пегматиты одновременно не отличались весьма необычной, существенно оловянной (касситерит) минерализацией.

Размеры известных нам жил небольшие: до 150—250 м в длину и нескольких метров по мощности. Форма типично жильная. Залегание жил крутое.

Вмещающими породами для жил данного типа пегматитов являются кристаллические сланцы и гнейсы.

В пегматитовых пучках мусковит-альбитовые пегматиты располагаются над микроклин-альбитовыми и отстоят дальше последних от гранитов.

Жилы этого типа слагаются альбитом (35—40%), кварцем (35—40%), мусковитом (10—15%) с резко подчиненным количеством микроклина (не более 8—12%). Наряду с этим встречаются шерл, гранат, апатит, касситерит, аксессуарный берилл, редко колумбит, а в жилах Бельского рудопроявления также аксессуарный сподумен.

Зональность пегматитовых тел проявлена слабо. Жилы в основном слагаются крупнозернистым кварц-альбитовым агрегатом с рассеянными в нем гнездами кварц-мусковитового комплекса. Широкое развитие кварц-мусковитового комплекса является одним из существенных отличий этого типа от собственно альбитовых пегматитов, поскольку в последних мусковит в основном развит в виде весьма характерной зоны ярко-зеленого чешуйчатого мусковита.

Структура кварц-альбитового агрегата большей частью средне- и крупнозернистая, реже клевеландитоподобная. Графическая структура совершенно отсутствует. Иногда появляется кварц-клевеландит-сподуменный комплекс.

Оруденение мусковит-альбитовых пегматитов представлено главным образом касситеритом. Колумбит и берилл сравнительно редки. Содержание касситерита достигает нескольких, а то и многих десятых долей процента.

Касситерит приурочивается главным образом к кварц-мусковитовому комплексу, реже непосредственно к альбиту. Размер его выделений варьирует от миллиметров до 6—10 см.

Содержание Ta_2O_5 в жилах составляет 0,005—0,010%, а Nb_2O_5 несколько больше. Однако значительная часть этих элементов находится в рассеянном состоянии среди касситерита и мусковита, поэтому практического значения тантал в данном типе пегматитов не имеет, если не считать того небольшого количества, которое может быть извлечено из шлаков после переработки касситерита.

Содержание BeO в жилах не превышает нескольких сотых долей процента, что также отличает данный тип от собственно альбитовых пегматитов, очень часто обладающих содержанием BeO 0,2%.

Генезис мусковит-альбитовых пегматитов неясен. Вполне возможно, что данный тип представляет собой корневые части собственно альбитовых пегматитов. На это указывает, в частности, отсутствие четкой зональности и широкое развитие кварц-мусковитового комплекса, распространение которого в пегматитах других типов всегда увеличивается книзу. На Монгольском Алтае (Китай) нам приходилось наблюдать такого рода изменения в альбитовых пегматитах на глубине 130 м от поверхности.

Наличие касситерита в мусковит-альбитовых пегматитах также не является однозначным признаком данного типа, поскольку этот минерал часто встречается и в собственно альбитовых пегматитах, хотя и в заметно меньших количествах.

Описанный тип пегматитов в настоящее время по сути дела утратил свое практическое значение. Запасы олова в нем ограничены сотнями тонн, хотя и при довольно богатом содержании (0,5% и более).

Лепидолит-альбитовые пегматиты с бериллом, тангалатами, поллуцитом. Лепидолит-альбитовые пегматиты из всех редкометалльных типов пользуются, пожалуй, самым незначительным распространением. К настоящему времени известны буквально единичные рудопоявления этого типа, главным образом в Восточной Сибири. Лепидолит-альбитовые пегматиты впервые были названы А. А. Беусом (1951). Однако, судя по его описаниям, под этим типом понимались и более широко распространенные микроклин-альбитовые пегматиты второго подтипа (т. е. с литиевыми минералами). Еще более яркое выражение эта ошибка нашла в работе Г. Б. Мелентьева (1965), который лепидолитовыми пегматитами называет и собственно лепидолит-альбитовые, и микроклин-альбитовые с лепидолитом, и любые другие типы пегматитов, в которых в силу стечения необычных обстоятельств появляются небольшие гнезда и скопление лепидолита. Собственно лепидолит-альбитовые пегматиты впервые были описаны П. Змановским (1956 г.) в пегматитовых полях Восточной Сибири.

Место лепидолит-альбитовых пегматитов в парагенетической классификации еще не совсем ясно. В минералогическом и геохимическом отношении они занимают промежуточное положение между микроклин-альбитовыми и альбит-сподуменовыми пегматитами и, возможно, их следует рассматривать как подтип альбитового типа (с лепидолитом) в случае его обогащения фтором, рубидием, цезием и танталом.

Вмещающими для лепидолит-альбитовых пегматитов являются осадочно-метаморфические породы.

В пегматитовых полях описываемые пегматиты либо занимают самое удаленное положение от материнских гранитов, либо залегают среди альбит-сподуменовых пегматитов (также самых удаленных от магматического очага). Форма тел лепидолит-альбитовых пегматитов типично жильная. Размеры жил всегда небольшие: длина не превышает первых сотен метров, а мощность составляет 0,5—3 м.

Лепидолит-альбитовые пегматиты в основном слагаются двумя минералами: зернистым кварцем и альбитом (главным образом тонкопластинчатым и клевеландитом). Количество лепидолита составляет 10—17%. Обычно одновременно присутствует сподумен (до 5—8%). Количество микроклина не превышает 6—10%. Постоянной существенной примесью является турмалин, большей частью розовый, реже сине-черный, белый, зеленый и других цветов, часто полихромный. Из прочих второстепенных минералов встречаются мусковит (зачастую розовый), гранат, апатит и др. Нередко обнаруживаются берилл белого и розового цвета, монтебразит, литиофиллит, поллуцит, танталит, микролит, касситерит и др.

Зональность в этих пегматитах обычно отсутствует. Жилы от залывандов до самого центра в сущности слагаются кварц-альбит-лепидолитовой массивной породой с неравномерной примесью всех остальных минералов. Отмечается лишь некоторое возрастание крупности размеров выделений минералов по мере удаления от контактов.

В геохимическом отношении для лепидолит-альбитовых пегматитов характерно преобладание натрия и лития над калием, что сближает их с альбит-сподуменовыми пегматитами. В то же время они резко обогащены рубидием, цезием и танталом, что роднит их с микроклин-альбитовыми пегматитами второго подтипа, центральные комплексы которых полностью идентичны по составу описываемым пегматитам. Возможно, лепидолит-альбитовые пегматиты генетически и представляют

собой выжимки поздних (остаточных) порций пегматитового расплава, из которого сформировались микроклин-альбитовые пегматиты.

В хорошо развитых лепидолит-альбитовых пегматитах устанавливается следующее содержание редких элементов (в %): Li_2O — 0,6—1,0; Rb_2O — 0,1—0,3; Cs_2O — 0,1—0,3; Ta_2O_5 — 0,024—0,035; Nb_2O_5 — 0,010—0,015; BeO — 0,035—0,055. Кроме того, в жилах этого типа содержится до 0,01% олова. Таким образом, лепидолит-альбитовые пегматиты по содержанию редких элементов являются высококомплексными месторождениями, по набору полезных компонентов полностью аналогичными микроклин-альбитовым пегматитам. Иногда даже они характеризуются еще более высоким содержанием тантала и более высоким отношением Ta/Nb , составляющим 2—3 и более. Однако размеры известных к настоящему времени жил лепидолит-альбитового типа весьма невелики, поэтому пока они не имеют существенного практического значения. Тем не менее принимая во внимание, что альбит-лепидолитовые пегматиты почти полностью идентичны в минералого-геохимическом, а по всей видимости, и в генетическом отношении лепидолит-микроклин-альбитовым гранитам, которые иногда занимают значительные объемы, можно ожидать появления крупных тел и пегматитов данного типа. Поэтому следует уделить внимание дальнейшему изучению подобных пегматитов, могущих явиться высококомплексными богатыми месторождениями тантала, цезия, рубидия, лития, бериллия и олова.

Так как охарактеризованные выше экзотические типы пегматитов распространены слабо и в наши дни ни один из них практического значения не имеет, мы исключаем их из дальнейшего рассмотрения.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ

Методика изучения и систематика зональности

Изучение зональности редкометалльных гранитных пегматитов имеет первостепенное значение для определения их типа и выяснения закономерностей распределения редких элементов, а также для решения многочисленных практических вопросов, связанных с оценкой, разведкой и разработкой пегматитовых месторождений.

При изучении пегматитов существуют два основных метода расчленения их внутреннего строения. Одни авторы (Камерон и др., 1951) различают зоны по главным минералам, другие (Беус, 1951) — только по структуре. Однако выделение зон по одним главным минералам не дает должной конкретности. Вполне очевидно, что, например, минеральный агрегат, состоящий из кварца и микроклина, может обладать графической, пегматоидной либо блоковой структурой, и в зависимости от наличия той или иной при одном и том же минеральном составе зоны будут различными, отличающимися как по местоположению в жилах, так и по степени проявления и характеру редкометалльной минерализации. Не является достаточно конкретным и выделение зон только по структуре. Например, блоковая зона может быть сложена кварцем и микроклином, кварцем и олигоклазом, одним микроклином, и в зависимости от минерального состава при одной и той же структуре мы будем иметь совершенно различные зоны, обладающие различным местоположением в пегматитовых телах и отличающиеся неодинаковой практической значимостью.

Встречаются и такие описания пегматитов (Соседко, 1961), в которых зоны называются по типоморфным и редкометалльным минералам (зона серо-зеленого сподумена, зона с розовым турмалином и т. п.). На наш взгляд, это наименее удачный метод, так как вследствие неравномерного характера распределения этих минералов очертания зон при таком способе картирования часто не имеют ничего общего с их действительными границами. Более того, в отдельных жилах из-за ограниченного распространения редкометалльных минералов зоны вообще могут быть пропущены.

Из сказанного вполне очевидно, что рациональное выделение и наименование зон должны сочетать в себе два основных признака — главные минералы и структуру. Только их сочетание совершенно конкретно и однозначно определяет зону (например, блоковая кварц-микроклиновая, графическая кварц-олигоклазовая, сахаровидного альбита, мелкочешуйчатого мусковита и т. п.).

В наименование зон следует вводить лишь главные зонообразующие минералы. К их числу мы условно относим только такие минералы, которые в той или иной зоне могут постоянно занимать не менее 10—15% ее объема¹. Для гранитных пегматитов зонообразующими являются калиевые полевые шпаты, кислый плагиоклаз, кварц, слюды, сподумен. В отдельных случаях в зонах содержится свыше 10—15% и таких минералов, как турмалин, амблигонит, поллуцит, апатит, берилл и некоторые другие. Однако эти минералы образуют высокие концентрации лишь эпизодически и, как правило, только в отдельных местах зон, поэтому они справедливо считаются второстепенными.

¹ В то время как пороодообразующие минералы занимают не менее 10—15% от всего объема жилы (см. выше).

Из калиевых полевых шпатов в сложении зон участвуют микроклин и амазонит. Ортоклаз в качестве зонообразующего неизвестен. При этом кроме обычного раннего блокового микроклина, широко распространенного в пегматитовых жилах и хорошо всем известного, в пегматитах встречается поздний блоковый микроклин, гораздо менее распространенный. Поздний блоковый микроклин в виде идиоморфных кристаллов отмечал еще А. Е. Ферсман (1940). Наиболее же отчетливо его различали Камерон и др. (1951), которые весь калиевый полевой шпат подразделяли на пертит и микроклин. Мы эти микроклины будем различать римскими цифрами: зона блокового микроклина I (ранняя) и зона блокового микроклина II (поздняя). На различиях между этими зонами мы подробно останавливались ранее (Солодов, 1962в).

Из плагиоклазов зонообразующими являются олигоклаз и альбит, причем последний представлен двумя самостоятельными разновидностями: собственно альбит и крупнопластинчатая разновидность его — клевеландит. Альбит, клевеландит и олигоклаз точно так же, как микроклин I и микроклин II, образуют самостоятельные зоны, в которых обычно развиты совершенно различные редкометалльные минералы. Поэтому некоторые исследователи совершенно неверно объединяют альбит, клевеландит и олигоклаз под общим названием «плагиоклаз» (Камерон и др., 1951). Также неправильна позиция геологов, которые, различая альбит и олигоклаз, не выделяют клевеландита в качестве зонообразующего минерала и не отличают микроклин I от микроклина II. Еще хуже, когда и калиево-натриевые, и натриево-кальциевые полевые шпаты не различаются вовсе и выделяются, например, такие зоны, как грубозернистая кварц-полевошпатовая и т. п. (Беус, 1951). Полевой шпат составляет от 50 до 70% любого пегматитового тела, поэтому не различать между собой альбит, олигоклаз и микроклин — значит потерять более половины деталей внутреннего строения пегматитов. К сожалению, даже в работах крупных исследователей все еще можно встретить описания, в которых эти полевые шпаты не различаются. Из слюд зонообразующими могут быть мусковит и лепидолит. Биотит всегда в количественном отношении представляет собой второстепенный минерал.

Сподумен обычно не считается породообразующим. Однако необходимо подчеркнуть его двойственный характер в этом отношении. В бедных литием пегматитах сподумен действительно является типичным редкометалльным минералом, составляя не более 1% объема жил и образуясь на поздних стадиях в парагенезисе с другими редкометалльными минералами. В пегматитах же, богатых литием, количество сподумена достигает 20—25% от всего объема жил. Здесь он всегда формирует самостоятельные отчетливые зоны с его постоянным высоким содержанием, поэтому сподумен и должен рассматриваться как зонообразующий.

Таким образом, все разнообразие минерального состава зон гранитных пегматитов представлено различной комбинацией следующих десяти минералов и их разновидностей: амазонит, микроклин I, микроклин II, олигоклаз, альбит, клевеландит, кварц, сподумен, мусковит, лепидолит.

Необходимо отметить, что в редкометалльных пегматитах кислый плагиоклаз представлен главным образом альбитом № 2—10. Лишь вблизи зальбандов или в специфических условиях сильной ассимиляции кальция иногда появляется альбит-олигоклаз до № 15. Собственно олигоклаз № 16—30 не характерен для редкометалльных пегматитов и является главным минералом в формации керамических слюдоносных пегматитов. В свою очередь, слюдоносные пегматиты обычно не содержат таких минералов, как сподумен и лепидолит. Более того, в этих пегматитах даже альбит редко является зонообразующим.

Структурная характеристика зон

Структура	Разновидности структур в зависимости от величины выделений слагающих минералов	Величина выделений зонообразующих минералов
-----------	--	---

Структуры кварц-полевошпатовых зон

Аплитовидная	—	Размер зерен до 0,2 см
Гранитная (неравнозернистая, порфировидная)	Мелкогранитная Среднегранитная Крупногранитная	Размер зерен (в см) 0,2—0,5 0,5—2 Более 2
Графическая	Микрографическая Мелкографическая Среднеграфическая Крупнографическая	Толщина ихтиоглиптов (в мм) Менее 1 1—5 5—10 Более 10
Апографическая	Мелкоапографическая Среднеапографическая Крупноапографическая	Размер зерен (в см) До 0,5 0,5—2 Более 2
Порфиробластовая	Мелкопорфиробластовая Среднепорфиробластовая Крупнопорфиробластовая	Размер порфиробластов кварца (в мм) Менее 2 2—5 Более 5
Пегматоидная	Мелкопегматоидная Среднепегматоидная Крупнопегматоидная	Размер выделений (в см) До 5 5—10 10—20
Блоковая	Мелкоблоковая Среднеблоковая Крупноблоковая	Размер блоков (в м) До 0,5 0,5—1 Свыше 1

Структуры существенно альбитовых зон

Сахаровидная	—	Размер зерен до 1 мм
Зернистая	Мелкозернистая Среднезернистая Крупнозернистая Разнозернистая	Размер зерен (в мм) 1—5 5—10 Более 10 Одновременное нахождение зерен разного размера
Таблитчатая	Мелкотаблитчатая Среднетаблитчатая Крупнотаблитчатая	Длина выделений (в мм) 1—5 5—10 Более 10

Таблица 3 (окончание)

Структура	Разновидности структур в зависимости от величины выделений слагающих минералов	Величина выделений зонообразующих минералов
Пластинчатая	Мелкопластинчатая	Длина выделений (в мм) 1—5
	Среднепластинчатая	5—10
	Крупнопластинчатая (клевеландитовая)	Более 10
Структуры существенно слюдяных зон		
Чешуйчатая	Микрочешуйчатая	Длина чешуек (в мм) До 1
	Тонкочешуйчатая	1—5
	Мелкочешуйчатая	6—10
Листовая	Мелколистовая	Длина листов (в см) 1—5
	Среднелистовая	6—10
	Крупнолистовая	Свыше 10

Структуры минеральных агрегатов гранитных пегматитов чрезвычайно разнообразны. Однако для структурной характеристики зон практически достаточно следующих 12 наиболее распространенных структур (табл. 3), описание которых было дано ранее (Солодов, 1962б, в). Эти структуры в большинстве своем использовались исследователями пегматитов и до нас. Мы в сущности лишь систематизировали их и несколько упорядочили. Кроме того (и это, пожалуй, единственное новшество), нами введено во всех структурах, за исключением аплитовидной, подразделение структур по размеру слагающих зону главных минералов.

Выделение разновидностей структур в зависимости от размера слагающих их зерен имеет существенное значение при оценке пегматитов. Во-первых, размер редкометалльных минералов очень часто прямо пропорционален размеру породообразующих. Например, в мелкоблоковой кварц-микроклиновой зоне призматические кристаллы берилла имеют в длину не более 15—25 см, тогда как в крупноблоковой зоне того же состава размер кристаллов берилла достигает 1,0—1,5 м и более. А это, в свою очередь, резко сказывается на извлечении берилла при его ручной выборке, на характере распределения этого минерала в зоне и выдержанности его содержания с глубиной (в мелкоблоковой зоне распределение более равномерное, и с глубиной содержание BeO более выдержано).

Во-вторых, некоторые зоны одного и того же состава, но слагающиеся минералами неодинаковой крупности, обладают резко различным парагенезисом. Например, зона сахаровидного альбита содержит в практических интересных количествах только колумбит, зона крупнопластинчатого альбита (клевеландита) — танталит-колумбит и берилл, а зона тонкопластинчатого альбита — танталит, берилл, поллуцит, минералы лития и др. Соответственно и содержание в этих зонах редких элементов неодинаково (см. табл. 2).

Структурные разновидности важно выделять не только для рудных зон, но и для безрудных. Например, если в пегматитовом теле в данном обнажении выявлена крупнографическая кварц-микроклиновая

зона, значит, есть основания ожидать появления в его центре крупно-блоковой кварц-микроклиновой зоны. На это же указывает наличие крупногранитной структуры в кварц-альбит-микроклиновой зоне и т. д.

Некоторые исследователи высказывают критические суждения по поводу таких новых словообразований, как крупнографическая, мелкопегматоидная и т. д. Нам думается, это суждение неправомерно. Во-первых, соединение в одном слове размера и структуры при структурной характеристике пород весьма распространено в литературе (например, среднезернистый гранит, крупноблоковый пегматит, тонкопластинчатый альбит и т. д.). Во-вторых, замена, например, крупнографической зоны словами «крупнозернистая зона графической структуры» или «графическая крупнозернистая зона», кроме удлинения текста, еще и таит в себе явную бессмыслицу, поскольку ни ихтиоглипты кварца, ни заключающие их блоки микроклина не имеют ничего общего с зернами по форме своего нахождения. Точно так же бессмысленно будет выглядеть развернутая структурная характеристика и в применении к слюдяным зонам, ибо и чешуйки, и листы (чешуйчатая и листовая структуры) по форме тоже далеки от морфологии зерен. Аналогичная картина наблюдается и в ряде других структур. Вообще следует сказать, что термин «зернистый» очень неудачен для характеристики таких кристаллических пород, как пегматиты. Строго говоря, его следовало бы оставить лишь для описания осадочных пород (песчаников и др.), которые действительно слагаются зернами. Однако, отдавая дань традиции, мы сохранили эту структуру для неравнозернистых¹ кварц-полевошпатовых и зернистых существенно альбитовых зон.

Некоторые парагенетические комплексы (кварц-мусковитовый, кварц-альбит-сподуменовый, кварц-клевеландит-сподуменовый, кварц-сподуменовый) всегда обладают одной и той же структурой и поэтому не нуждаются в структурной характеристике. Лишь иногда при картировании трех последних комплексов возникает необходимость в указании размера выделений сподумена. Тогда в их название вводятся мелко-, средне-, крупно- или гигантокристаллическая структура при длине кристаллов сподумена соответственно до 2; 2—10; 10—50 и свыше 50 см.

В соответствии с изложенными принципами по зонообразующим минералам и ведущим структурам, охарактеризованным выше, во внутреннем строении редкометалльных пегматитов различаются следующие основные зоны.

Кварц-полевошпатовые зоны

эплитовидная (корочка),
неравнозернистая кварц-альбит-микроклиновая²,
графическая кварц-микроклиновая²,
апографическая (или порфиробластовая) кварц-альбитовая,
апографическая кварц-альбит-микроклиновая²,
пегматоидная кварц-микроклиновая²,
блоковая кварц-микроклиновая²,

Микроклиновые зоны

блокового микроклина I,
блокового микроклина II.

Сподуменсодержащие зоны

кварц-альбит-сподуменная,
кварц-клевеландит-сподуменная,
кварц-сподуменная.

¹ Кстати, заметим, что подавляющее большинство исследователей пишут вместо неравнозернистый гранит (пегматит и т. д.) неравномернозернистый гранит, хотя эта структура описывает не характер распределения минералов, а их неравные размеры выделения.

² Место микроклина частично или полностью может занимать амазонит.

Альбитовые зоны

крупнотабличчатого альбита,
мелкозернистого альбита,
сахаровидного альбита,
клевеландита,
разнозернистого альбита,
мелкопластинчатого альбита.

Слюдяные зоны

кварц-мусковитовая,
крупнолистоватого мусковита,
чешуйчатого или мелколистоватого му-
сковита.
чешуйчатого лепидолита.

Кварцевая зона

зона блокового кварца.

Повторяем, что в названии зон указаны лишь зонообразующие минералы и ведущие структуры. Если при картировании пегматита необходимо отразить в названии редкометалльные или типоморфные минералы, то их можно добавить с предлогом «с» (например, зона мелкозернистого альбита с бериллом, пегматоидная кварц-микроклиновое зона с шерлом). Аналогично некоторые зоны часто обладают не одной, а несколькими структурами одновременно. В этом случае второстепенные структуры могут быть отражены в названии зон также посредством предлога «с» (пегматоидная кварц-микроклиновое зона с участками графической структуры и т. п.).

В названии зон на последнем месте поставлены важнейшие минералы, определяющие возникновение данной зоны. Такими минералами не всегда являются более распространенные. Например, в кварц-мусковитовой зоне мусковита меньше, чем кварца, но тем не менее именно наличие слюды определяет появление этой зоны (поскольку существует еще несколько зон с кварцем — кварц-сподуменовая и др.), поэтому мусковит стоит на последнем месте в названии.

По сравнению с систематиками зон Е. Камерона и А. А. Беуса наша систематика отличается главным образом более детальным расчленением так называемой зоны замещения. Это вполне понятно, если учесть первенствующее значение альбитовых и слюдяных зон в редкометалльном оруденении.

Если говорить о зональности не только редкометалльных, но и вообще всех гранитных пегматитов, то к перечисленным выше зонам необходимо добавить еще зоны, характерные для формации слюдоносных пегматитов: неравнозернистая кварц-олигоклаз-микроклиновое, графическая кварц-олигоклазовая, пегматоидная или апографическая кварц-олигоклазовая и зона блокового олигоклаза.

И, наконец, необходимо отметить, что некоторые авторы (Слепнев, 1962) пытаются противопоставить понятию «зона» понятие «структурно-минералогический комплекс». Однако такое противопоставление неправомерно, поскольку зона и есть структурно-минералогический комплекс, но только особым образом пространственно обособленный в жиле.

В отдельных случаях, когда зональная текстура в жилах отсутствует, структурно-парагенетические комплексы можно и не называть зонами. Но наименование и выделение комплексов, как и зон, должно производиться по тому же принципу, т. е. также путем сочетания главных минералов и ведущей структуры (блоковый кварц-микроклиновый комплекс, кварц-клевеландит-сподуменовый комплекс, комплекс мелкопластинчатого альбита и т. д.).

В последующих разделах данной главы мы остановимся на кратком рассмотрении зональности пегматитовых тел во всех трех измерениях: по мощности, простиранию и падению жил.

Зональность по мощности Зональность по простиранию Зональность по падению (вертикальная)

нормальная
аномальная

нормальная
прямая
обратная
аномальная

первого рода
второго рода
прямая
обратная
аномальная

По мощности пегматитовых тел наиболее распространена нормальная зональность. Она возникает в результате последовательной кристаллизационной дифференциации пегматитового расплава-раствора, осложненной явлениями аутометасоматоза и аутоперекристаллизации. Аномальная зональность образуется при внедрении в ту же полость параллельно зальбандам жилы (или границам зон) новых порций пегматитового расплава-раствора, привнесенных из магматического очага или из соседних еще не затвердевших участков того же самого пегматитового тела (или других тел).

Зональность по падению пегматитовых тел, для краткости иногда называемая вертикальной зональностью, подразделяется на вертикальную зональность первого и второго рода. При вертикальной зональности первого рода с глубиной парагенетический тип пегматита остается тем же, хотя часть зон выклинивается, объединяется с соседними, приобретает более высокотемпературную структуру или даже изменяет свой минеральный состав. В случае вертикальной зональности второго рода с глубиной один парагенетический тип пегматита переходит в другой. В свою очередь, зональность второго рода подразделяется на прямую, когда с глубиной более низкотемпературные (поздние) типы пегматитов в пределах одного тела сменяются более высокотемпературными (ранними) и обратную, когда ранние типы по падению жил переходят в поздние.

По простиранию пегматитовых тел различаются прямая, обратная и аномальная зональности. Прямая зональность по простиранию образуется в случае последовательного выклинивания центральных, а затем промежуточных зон в направлении от середины жилы к ее флангам (или от раздува к пережиму); соответственно обратная зональность возникает при противоположных пространственных взаимоотношениях зон, т. е. когда маломощный фланг или пережим слагают центральные зоны, а раздув — внешние. Аномальная зональность по простиранию является результатом внедрения в ту же трещину, приоткрывшуюся по ее простиранию, новой порции пегматитового расплава-раствора, при кристаллизационной дифференциации которой иногда может сформироваться даже другой парагенетический тип пегматита.

Ниже мы рассмотрим подробнее типы зональности пегматитовых тел, не останавливаясь на характеристике самих зон, поскольку это уже было сделано в двух предыдущих работах (Солодов, 1962б, в), а в обобщенном виде они охарактеризованы в табл. 1.

Зональность по мощности

Нормальная зональность. Как уже отмечалось, зональность пегматитовых тел изучалась многочисленными исследователями, но наиболее существенный вклад в эту область знаний внесли К. А. Власов (1946, 1952, 1955, 1956а, б, 1961), А. А. Беус (1951, 1956), Камерон и Джанс (Камерон и др., 1951; Cameron a. o., 1954). Эти ученые дали обширный описательный материал, но выявили только самые общие закономерности в зональности жил. Основным методическим недостатком их работ, на наш взгляд, являлось то, что они сводили к единому последовательному ряду все зоны, известные во всех типах пегматитов. Не говоря уж о том, что такое представление не соответствует действительности, ибо каждый тип слагается своей серией зон, оно к тому же чрезвычайно связывало возможности исследователей в отыскании закономерностей пространственного размещения зон в пегматитовых телах. В результате не были вскрыты, например, особенности внутреннего строения пологопадающих жил, а еще А. Е. Ферсман считал одной из

главных задач изучение «...зависимости зон от лежащего или висячего бока, симметрии жильных зон...» (Ферсман, 1940, стр. 186). Эта задача представляется тем более важной, что подавляющее большинство жил обладает наклонным залеганием. К. А. Власову выявление закономерностей существенно затрудняло также его представление о том, что весь альбит образуется в последнюю, четвертую, стадию пегматитового процесса, поэтому «зона замещения» им далее не подразделялась на более мелкие текстурные единицы. А коль скоро альбитовые зоны встречаются и у зальбандов, и в центре жилы, то никакой закономерности в расположении зоны замещения не могло быть выявлено. Если учесть, что с альбитовыми и слюдяными зонами в пегматитах связана основная масса редкометальной минерализации, то отсутствие строгих закономерностей в размещении этих зон затрудняло промышленную оценку жил, а порой и приводило к неправильному направлению работ.

Ниже мы попытаемся вкратце изложить те эмпирические закономерности внутреннего строения пегматитовых тел, которые вытекают из анализа детального геологического картирования многочисленных жил.

Прежде всего необходимо еще раз подчеркнуть, что все перечисленные выше (см. стр. 58) зоны редкометальных пегматитов никогда не встречаются сразу в одном пегматитовом теле. Лишь в одной из наиболее полнодифференцированных жил (см. фиг. 6) мы наблюдали 11 зон. Обычно же максимальное количество их в одном пегматитовом теле не превышает пяти-шести, а подавляющее большинство жил слагается еще меньшим числом зон. Это объясняется тем, что некоторые зоны не могут встречаться совместно. Так, зона крупнолистоватого мусковита и зона мелкозернистого альбита, располагаясь в одном и том же месте пегматитов (с внешней стороны зоны блокового микроклина I), взаимно исключают одна другую. Зоны пегматита гранитной и графической структуры не встречаются в ассоциации с алогографической кварц-альбитовой зоной. Зона чешуйчатого лепидолита неизвестна в пегматитах, слагаемых почти нацело кварц-альбит-сподуменовою зоной.

Подобных примеров своего рода запрещенных парагенезисов зон можно было бы привести много, но для практики гораздо важнее знать типичные ассоциации зон, так как это позволяет, обнаружив одну зону, обоснованно направлять поиски других, в частности, рудных зон. Так, например, кварц-сподуменовая зона всегда окаймляется кварц-клевеландит (или альбит)-сподуменовою зоной. Гнезда кварц-мусковитового комплекса обычно предшествуют (с внешней стороны) одной из альбитовых зон. Существуют и более сложные зависимости. Так, зона крупнолистоватого мусковита, видимо, развивается лишь в тех редкометальных микроклиновых пегматитах, которые с глубиной переходят в микроклин-альбитовые (см. фиг. 25).

Еще интереснее наблюдаемые в природе исключительно тесные ассоциации зон, которыми слагаются определенные типы пегматитов. Такие группы зон, образующие устойчивые ассоциации в пределах каждого типа, мы назвали парагенетическими сериями зон (Солодов, 1962б, в).

Эти серии зон для каждого типа пегматитов приведены в табл. 2. Как видно из этой таблицы, основной объем микроклиновых пегматитов представлен кварц-микроклиновыми зонами графической, пегматоидной и блоковой структур, образующими очень тесную ассоциацию. В сложении микроклин-альбитовых пегматитов участвуют как существенно микроклиновые, так и существенно альбитовые зоны, а кроме того, зоны смешанного состава и слюдяные. Альбитовые пегматиты в основном слагаются кварц-альбитовыми и альбитовыми зонами различной структуры, которые образуют свою характерную ассоциацию. Альбит-сподуменовые пегматиты в основном состоят из кварц-альбит-сподуменовою и, в меньшей степени, кварц-альбитовою зон.

Таким образом, в целом парагенетические серии зон каждого типа весьма существенно отличаются одна от другой. Хотя некоторые зоны встречаются в двух или даже трех сериях, другие зоны, наоборот, являются своего рода типоморфными. Например, зоны мелкозернистого альбита с бериллом, крупнолистоватого мусковита и чешуйчатого лепидолита развиты только во II типе, зона клевеландита хорошо проявлена лишь в III типе, а кварц-альбит-сподуменовая зона — в IV типе.

Самой сложной зональностью обладают микроклин-альбитовые пегматиты, которые, занимая промежуточное положение между микроклинными и альбитовыми пегматитами, в сущности заключают в себе зоны обоих этих типов и, кроме того, содержат некоторые другие альбитовые и слюдяные зоны (крупнолистоватого мусковита, кварц-мусковитовую, мелкозернистого или крупнотаблитчатого альбита, чешуйчатого лепидолита), неизвестные в пегматитах других типов.

Наибольшая отчетливость зонального строения, т. е. наибольшая резкость границ между зонами и наивысшая выдержанность их по простиранию, характерна для альбитовых пегматитов, в которых границы между зонами часто можно провести с точностью до 1 см, а сами зоны мощностью 30—40 см прослеживаются без перерыва на сотни метров.

Наиболее простая зональность свойственна альбит-сподуменовым пегматитам, которые насчитывают в своем составе максимально три зоны, а обычно даже две зоны, так как самостоятельное нахождение в них зоны блокового микроклина II сравнительно редко.

Не менее характерно почти полное отсутствие в альбит-сподуменовых пегматитах зоны блокового кварца, что, видимо, объясняется неспокойной тектонической обстановкой формирования этих пегматитов. Тем же самым следует объяснить и отсутствие здесь зоны чешуйчатого мусковита. Обычный для данного типа жильбертит не может быть параллелизован с зоной чешуйчатого мусковита, так как, во-первых, он развивается в пегматитах в виде прожилков и мелких скоплений, а во-вторых, генетически относится к еще более поздней стадии пегматитового процесса.

Привлекает внимание отсутствие в альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитах двух наиболее ранних зон — гранитной и графической структуры. На это впервые обратил внимание А. И. Гинзбург (1952). Учитывая, что гранитная и графическая структуры являются наиболее высоко температурными (их образование, по А. Е. Ферсману, происходит при температуре выше 600° С, что подтверждено работами Ю. А. Долгова и Г. П. Барсанова), можно предположить, что пегматиты этих поздних типов образуются ниже данных температур. В генетической части будет показано, что такое предположение подтверждается и многими другими наблюдениями.

Значение введенного понятия о парагенетических сериях зон вполне очевидно. Как в парагенезисе минералов обнаружение одного из них позволяет предполагать наличие других минералов, парагенетически тесно связанных с ним, так и в парагенетических сериях зон обнаружение одной зоны позволяет ставить обоснованные поиски других, особенно рудных зон.

При этом аналогично дифференцированным интрузиям основных или щелочных пород смена зон в парагенетических сериях от зальбандов к центру жил происходит в строго закономерной последовательности. Как и в упомянутых интрузиях, где, например, между горнблендитом и роговообманковым габбро не может образоваться гранит, так и в парагенетической серии, скажем, микроклинных пегматитов немыслима кварц-альбит-сподуменовая зона между графической и пегматоидной кварц-микроклинными зонами.

Многие исследователи отмечали, что внутреннее строение редкометалльных гранитных пегматитов обладает исключительно отчетливой закономерностью. Особенно детально это было показано К. А. Власовым (1946, 1952, 1961), Е. Камероном и др. (1951). В этом отношении хотелось бы еще раз подчеркнуть, что в основе большинства описываемых ниже важнейших закономерностей внутреннего строения жил лежат выявленные нами впервые для пегматитов парагенетические серии зон.

Большой картографический материал, имеющийся в настоящее время по гранитным пегматитам и частично приведенный в данной работе, с поразительной однозначностью свидетельствует о том, что зоны в крутопадающих пегматитах каждого типа от зальбандов к центру жил всегда сменяют одна другую в той последовательности, в какой они перечислены в парагенетических сериях (см. табл. 2). При этом важно подчеркнуть, что данная закономерность характерна как для существенно микроклиновых, так и для существенно альбитовых и слюдяных зон (см. фиг. 2—13).

Ксенолиты вмещающих пород, как правило, окружены краевой или одной из внешних зон, причем смена зон происходит в той же последовательности, как по мере удаления от ксенолита, так и от зальбанда. Поэтому если внутри пегматитового тела оказывается участок, сложенный одной или несколькими внешними зонами, то можно уверенно предполагать, что где-то поблизости существует выступ или ксенолит вмещающих пород, еще не вскрытый эрозией или, наоборот, уже эродированный. Иногда такие ксенолиты полностью переработаны пегматитом и на их существование могут указывать лишь отдельные реликты, обильное появление различных приконтактных минералов или текстуры (например, гнейсовидная), унаследованные от вмещающих пород.

В зависимости от различных физико-химических условий образования пегматитов две или три соседние зоны в парагенетических сериях пространственно могут быть не отделены одна от другой и образуют единую объединенную зону. Объединение зон весьма распространено в пегматитах. Наиболее частым случаем этого является блоковая кварц-микроклиновая зона, состоящая из двух пространственно не разобщенных зон блокового микроклина и блокового кварца. Точно так же кварц-клевеландит-сподуменовая зона представляет собой объединенные кварц-сподуменную и клеветландит-сподуменную зоны. Зона блокового микроклина II, объединяясь с кварц-сподуменовой, образует блоковую кварц-микроклин-сподуменную зону и т. д.

Одна или несколько зон в парагенетической серии могут выпасть. Может произойти выпадение как ранних зон (что обычно для апикальных частей пегматитов), так и тех, которые располагаются в центре, что часто происходит в пережимах жил и на глубине. В первом случае промежуточные зоны становятся краевыми, во втором они оказываются центральными. Точно так же иногда выпадают и промежуточные зоны. Выпадение зон тоже весьма распространенное явление. Большинство пегматитов состоит всего из одной-двух зон, меньшее число жил сложено тремя-четырьмя зонами, и лишь единичные пегматитовые тела слагаются всеми зонами парагенетической серии.

Ни объединение, ни выпадение зон не нарушают обычной последовательности смены их от вмещающих пород к оси жил, что является исключительно устойчивым законом внутреннего строения крутопадающих пегматитов. Наклоннопадающие, а особенно пологопадающие пегматиты любого типа, как правило, обладают асимметричным строением. Асимметрия выражается в следующем.

1. Со стороны всякого бока мощность краевой зоны, если она имеется у обоих боков жилы, обычно меньше.

2. Очень часто краевая зона, развитая у лежащего бока, отсутствует со стороны висячего бока, где она заменяется следующей зоной парагенетической серии. Если, например, у лежащего бока микроклинового пегматита краевая зона представлена графической кварц-микрклиновой зоной, то со стороны висячего бока непосредственно на контакте с вмещающими породами располагается пегматоидная кварц-микрклиновая зона, т. е. следующая зона парагенетической серии, которая в этом случае может совершенно отсутствовать со стороны лежащего бока. Аналогично, если в альбитовом пегматите у лежащего бока находится зона сахаровидного альбита, то у висячего — будет зона клеветландита, т. е. следующая зона парагенетической серии. То же самое, если в альбит-сподуменовом пегматите у лежащего бока находится мелкозернистая кварц-альбитовая зона, то у висячего бока непосредственно на контакте может располагаться следующая зона данной парагенетической серии, т. е. кварц-альбит-сподуменовая (см. фиг. 2—16).

Особенно чувствительны к изменению элементов залегания центральные зоны. Например, зоны чешуйчатого мусковита и блокового микроклина II всегда находятся под кварцевым ядром даже в пегматитовых телах, падающих сравнительно круто, в которых внешние зоны расположены совершенно симметрично.

Важно подчеркнуть, что в наклоннопадающих пегматитах описанным закономерностям внутреннего строения строго подчиняются как существенно микроклиновые, так и существенно альбитовые и слюдяные зоны.

Появление асимметричного строения, по всей видимости, обуславливается не только наличием наклонного залегания жил. Если бы асимметрия строения целиком определялась углом падения, тогда должна была бы наблюдаться прямая зависимость между этими показателями. Однако нередко можно видеть, как в пределах одной и той же пегматитовой провинции при полностью сходных геологических условиях образования и при одинаковом угле наклона жилы одного месторождения имеют асимметричное строение, тогда как такие же жилы на другом месторождении практически симметрично-зональны. Хорошим примером такого положения являются альбит-сподуменовые пегматиты, изображенные на фиг. 15, 16 и представляющие собой два различных месторождения из одного и того же пегматитового пояса с одинаковыми геологическими условиями образования.

Анализ подобных «загадок» показывает, что симметрично-зональные пегматиты по сравнению с симметрично-зональными наклоннопадающими пегматитами всегда отличаются существенно повышенным содержанием летучих и легкоплавких компонентов, в первую очередь бора и воды. Так, например, в асимметрично-зональных альбит-сподуменовых пегматитах, представленных на фиг. 16, количество турмалина составляет в среднем минимум 3—4%, тогда как в симметрично-зональных пегматитах (см. фиг. 15) этот минерал почти совсем отсутствует.

В свете этого объяснения становится понятным, почему центральные зоны чаще имеют асимметричное положение, поскольку к концу процесса (т. е. в общем случае в центральных участках тел) происходит накопление летучих и легкоплавких компонентов.

Минерализаторы, наряду с морфологией пегматитовых тел, их элементами залегания, внутрирудной тектоникой, вмещающих породами и серией других факторов, должны сильно сказываться и на степени дифференциации жил, а также на их вертикальной зональности.

Механизм образования асимметричного строения под воздействием минерализаторов на наш взгляд довольно прост. В наклоннопадающих пегматитовых телах различные минерализаторы, которые, как это неоднократно указывалось А. Е. Ферсманом (1940), К. А. Власовым (1952)

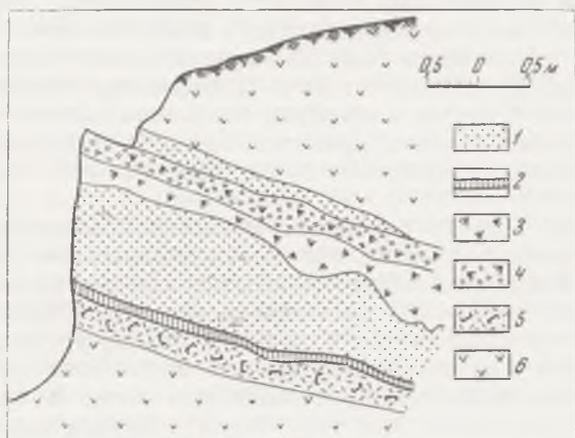
и другими исследователями, замедляют кристаллизацию, накапливаются со стороны всячего бока. Вследствие этого здесь и наблюдается меньшая мощность ранних зон. Иногда концентрация минерализаторов у всячего бока настолько велика, что создаются условия для образования следующей (обычно более крупнозернистой) зоны. Таким образом, пегматитовый процесс у всячего бока из-за накопления летучих компонентов часто идет как бы с опережением. Повышенная чувствительность центральных зон к пологим элементам залегания объясняется еще и тем, что на поздних стадиях процесса, когда формируются данные зоны, начинает сильно сказываться проявление силы тяжести (Ферсман, 1940).

Аномальная зональность. Наряду с охарактеризованной выше нормальной зональностью встречаются жилы, обладающие аномальной зональностью по мощности. Последняя образуется в том случае, когда в ту же полость параллельно контактам уже затвердевшего пегматита внедряется дополнительная порция пегматитового расплава-раствора. Внедрение может произойти как по контактам пегматитового тела (фиг. 18, 19), так и по границам между зонами или даже в одну какую-нибудь зону (но параллельно контакту жилы). Затвердевание дополнительной порции может привести к образованию зонального выполнения (фиг. 20) без замещения стенок полости, т. е. вмещающих зон пегматита, или с сильным замещением их (фиг. 21).

Образование аномальной зональности по мощности может быть объяснено дополнительному поступлению новой порции пегматитового расплава-раствора из магматического очага в случае повторного подновления — расширения старой трещины, заполненной уже затвердевшим пегматитовым расплавом-раствором первой порции. В этом случае аномальная зональность по мощности может сопровождаться аномальной зональностью по простираанию и падению пегматитовых тел (см. ниже). Повторные жильные выполнения обычно представлены более низкотемпературными (более поздними) типами пегматитов, т. е. в микроклиновый пегматит может внедриться микроклин-альбитовый, в него или рядом с ним — альбитовый, а в последний — альбит-сподуменовый.

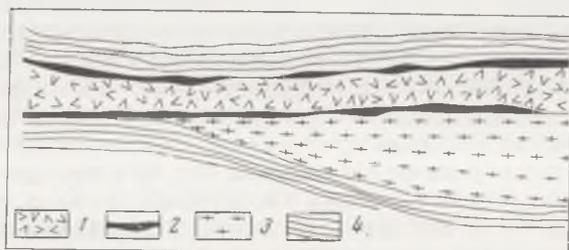
Аномальная зональность по мощности может возникнуть также и в результате внедрения пегматитового расплава-раствора под воздействием внутрирудной тектоники во внешние части пегматитового тела из внутренних, еще незаконсолидированных частей его или из соседних раздувов в пережимы. В этом случае жильные выполнения представлены одним из поздних парагенетических комплексов (или их смесью), которые обычно занимают центральные части пегматитовых тел, например, сливным кварцем, кварц-сподуменовым, кварц-клевеландит-сподуменовым, кварц-микроклиновым пегматитом и т. п. Не менее, если не более часто встречаются жильные выполнения, представленные кварц-мусковитовым, лепидолитовым или разнообразными альбитовыми комплексами (см. фиг. 6, 21), обычно частично, либо полностью метасоматическими. Натрий, гидроксил, фтор и т. п. обладают повышенной способностью отщепляться от пегматитового расплава-раствора, поэтому жильные выполнения альбитового или слюдяного состава могут образоваться на любой стадии становления пегматитового тела.

Выявление аномальной зональности по мощности пегматитовых тел весьма важно для их правильной оценки и направления разведочных или очистных работ. Аномальные зоны устанавливаются в полевых условиях по их структурным взаимоотношениям с соседними «вмещающими» зонами, в частности, на основании изучения характера контакта. Самый же главный признак аномальных зон — это отсутствие закономерного положения их в текстуре пегматита, аномальное размещение в парагенетических сериях зон.



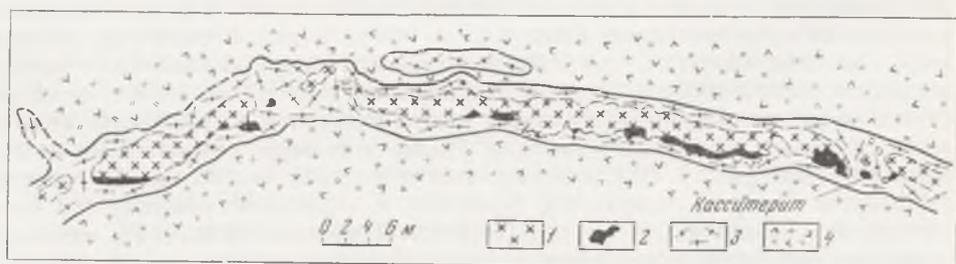
Фиг. 18. Внедрение сливного кварца на контакте альбитового пегматита с вмещающими породами

- 1 — кварц;
- 2 — щеточка клевеландита;
- зоны (3—5):
- 3 — клевеландита,
- 4 — клевеландита с мусковитом,
- 5 — сахаровидного альбита с участками апографической структуры;
- 6 — габбро



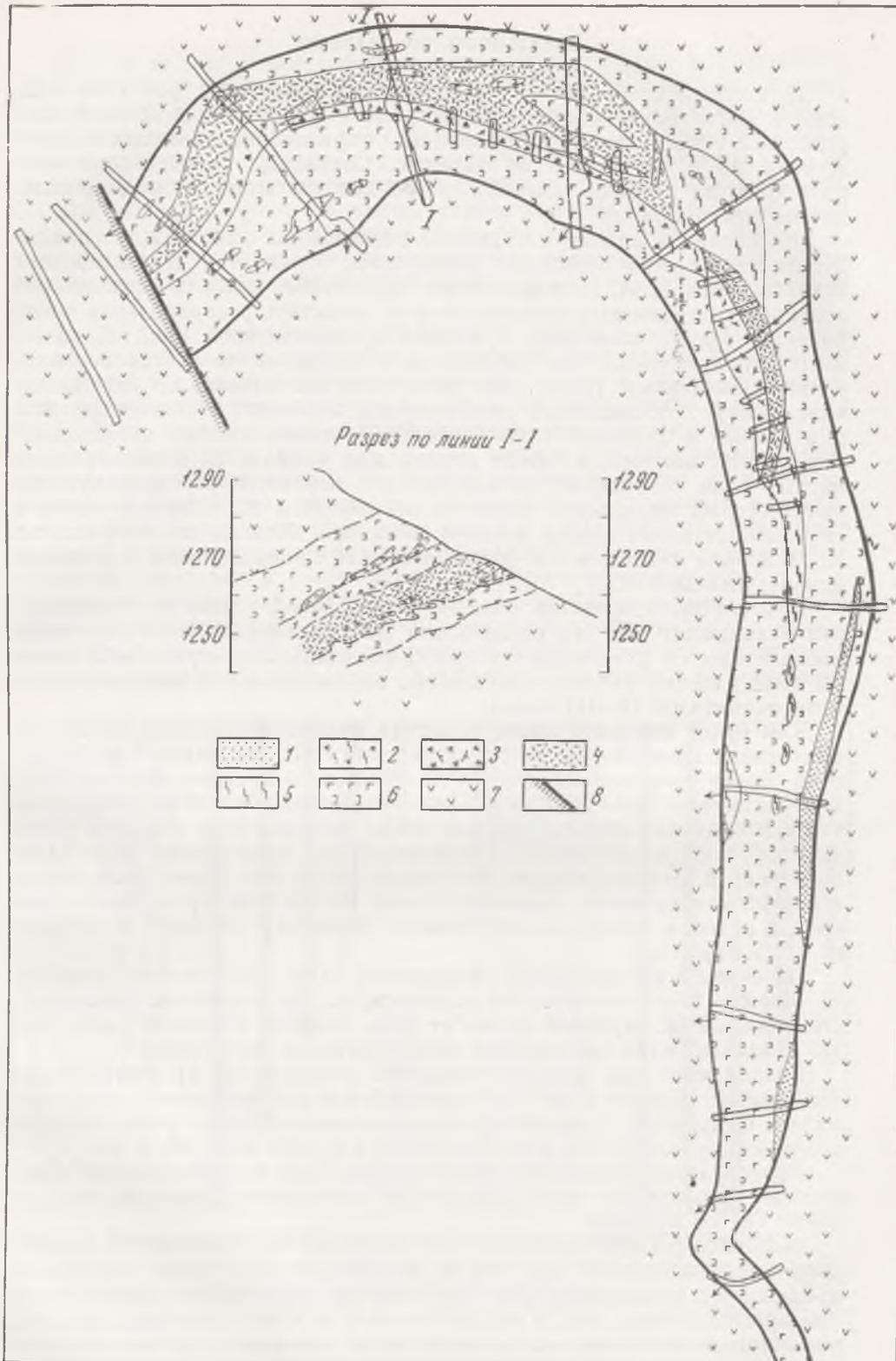
Фиг. 19. Внедрение альбитового пегматита в ту же полость, в которой ранее был локализован микроклин-альбитовый пегматит

- 1 — альбитовый пегматит;
- 2 — турмалиновая оторочка;
- 3 — огнейсованный порфировидный пегматит кварц-альбит-микрoклинового состава;
- 4 — параамфиболиты



Фиг. 20. Зональное трещинное выполнение мусковит-кварц-клевеландитового состава альбитовом пегматите (по Камерону и др., 1951)

- 1 — блоковый кварц; 2 — мусковит; 3 — клевеландит; 4 — кварц-альбитовая зона с мусковитом



Фиг. 21. Альбитовое жильное выполнение в микролин-альбитовом пегматите

1 — альбитовое выполнение; зоны (2—6): 2 — кварц-микролин-клевеландитовая, 3 — кварц-клевеландит-сподуменовая, 4 — сахаровидного альбита, 5 — блокового микролина, 6 — графическая кварц-микролиновая с участками апографической структуры; 7 — габбро; 8 — тектонические нарушения

За последние 15—17 лет интенсивных разведочных работ по редкометальным гранитным пегматитам многие жилы и даже целые месторождения у нас и за границей вскрыты горными выработками и скважинами на сотни метров по падению. Отдельные пегматитовые тела разведаны до глубины 500—800 м (по полотну жил), а некоторые из них до выклинивания.

Обобщение и анализ материалов разведочных работ за два предыдущих десятилетия позволяют значительно уточнить и детализировать представления К. А. Власова (1946, 1952, 1956а, 1961) о вертикальной зональности гранитных пегматитов и о характере распределения по их падению редких элементов. Согласно представлениям К. А. Власова, альбит-сподуменовый тип пегматитов с глубиной сменяется редкометально-замещенным типом (или микроклин-альбитовым по нашей терминологии), а последний, в свою очередь, переходит в полнодифференцированный и блоковый типы (которые отвечают нашему микроклиновому типу), наконец, в самых корнях жил появляется равнозернистый (или безрудный) пегматит. Если перевести вертикальную зональность на химический язык, то мы получим постепенную смену с глубиной лития на натрий и затем на калий. Исходя из этой схемы, К. А. Власов считал, что и редкометальная минерализация с глубиной должна уменьшаться.

Аналогичны и представления А. Е. Ферсмана (1940) по вертикальной зональности. По его схеме верхи жил слагаются натро-литиевыми пегматитами (V и VI типы его классификации), а в корнях жил должны быть развиты ранние, существенно олигоклазовые и микроклиновые типы пегматитов (I—III типы).

Как будет показано ниже, практика разведочных работ внесла существенные изменения в эти представления А. Е. Ферсмана и К. А. Власова. Более того, они во многом диаметрально противоположны тому, что фактически наблюдается в природе. Эта ошибка объясняется тем, что вертикальная зональность построена упомянутыми учеными теоретически, а не на основании наблюдений над природными объектами, поскольку в 30-е и в начале 40-х годов, когда эти схемы были созданы, глубокая разведка редкометальных пегматитов проводилась еще крайне редко, и изменения внутреннего строения с глубиной в точности не были известны.

Переходя к изложению (в обобщенном виде) фактического материала, прежде всего хотелось бы подчеркнуть, что изменения зонального строения жил с глубиной не могут быть сведены к единой схеме, как это представляется предыдущим исследователям пегматитов.

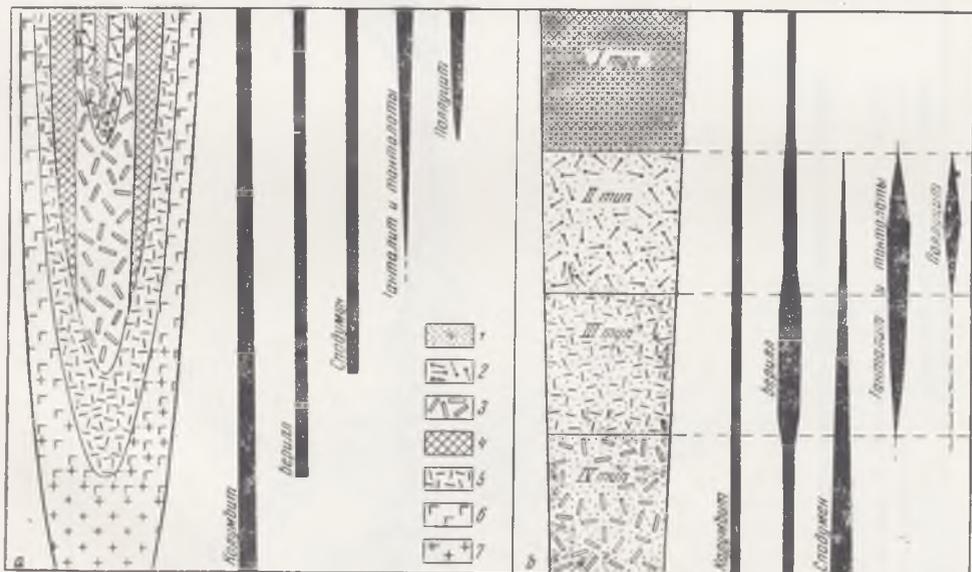
Различаются два рода вертикальной зональности: 1) вертикальная зональность первого рода — без изменения парагенетического типа пегматита с глубиной; 2) вертикальная зональность второго рода — с переходом на глубине одного типа пегматита в другой (фиг. 22, а, б).

Вертикальная зональность первого рода. Этот род зональности представлен несколькими видами изменений внутреннего строения пегматитовых тел по падению.

Наиболее распространенный вид вертикальной зональности первого рода характеризуется тем, что в пегматитах всех типов с глубиной наблюдается последовательное вклинивание сначала центральных, а затем промежуточных зон, в результате чего нижние горизонты жил оказываются сложенными всего одной-двумя внешними зонами данного типа (фиг. 23, а, б, 24). При этом парагенетический тип пегматита остается неизменным, и даже альбитовые пегматиты остаются существенно альбитовыми до самых своих корней.

Другой вид вертикальной зональности первого рода выражается в объединении с глубиной двух или нескольких соседних зон в одну (см. фиг. 22, а). Например, зоны блокового кварца и блокового микроклина нередко по падению сначала объединяются в общую кварц-микроклиновую зону, а затем уже выклиниваются. Объединение зон по падению довольно распространенный случай вертикальной зональности. Поэтому нижние горизонты обычно слабее дифференцированы по сравнению с верхними (особенно это характерно для крутопадающих жил), что, вероятно, объясняется относительным обеднением корней жилы минерализаторами и, наоборот, обогащением ими верхов пегматитовых тел.

Третий вид вертикальной зональности первого рода проявляется тогда, когда та или иная зона с глубиной постепенно приобретает существенно отличный минералогический состав и (или) структуру. Эти изменения обычно направлены таким образом, чтобы данная зона на глубине превратилась в более раннюю зону парагенетической серии или обогатилась альбитом за счет микроклина. Например, пегматоидная кварц-микроклиновая зона с глубиной иногда обогащается участками графических структур и постепенно превращается в графическую кварц-микроклиновую зону (см. фиг. 25). Зона сахаровидного альбита в альбитовых пегматитах, обогащаясь кварцем, постепенно с глубиной переходит в апографическую кварц-альбитовую зону и т. д. Некоторые кварц-микроклиновые зоны на глубине становятся кварц-альбит-микроклиновыми, а последние нередко превращаются в кварц-альбитовые, т. е. микроклин в пределах одной и той же структурной единицы постепенно сменяется альбитом. Например, пегматоидная



Фиг. 22. Схема вертикальной зональности редкометалльных гранитных пегматитов

а — изменение внутреннего строения с глубиной в микроклин-альбитовом пегматите при зональности первого рода; б — обратная вертикальная зональность второго рода.

Пегматиты: I — микроклиновые, II — микроклин-альбитовые, III — альбитовые, IV — альбит-сподуменовые.

I — блоковый кварц; зоны: 2 — мелкопластинчатого или разномзернистого альбита, чешуйчатого лепидолита, блокового микроклина II, 3 — кварц-клевеландит-сподуменовая и кварц-мусковитовая, 4 — блокового микроклина I, 5 — мелкозернистого альбита, 6 — графическая кварц-микроклиновая или апографическая кварц-альбит-микроклиновая, 7 — неравнозернистая кварц-альбит-микроклиновая (гранит-пегматита)

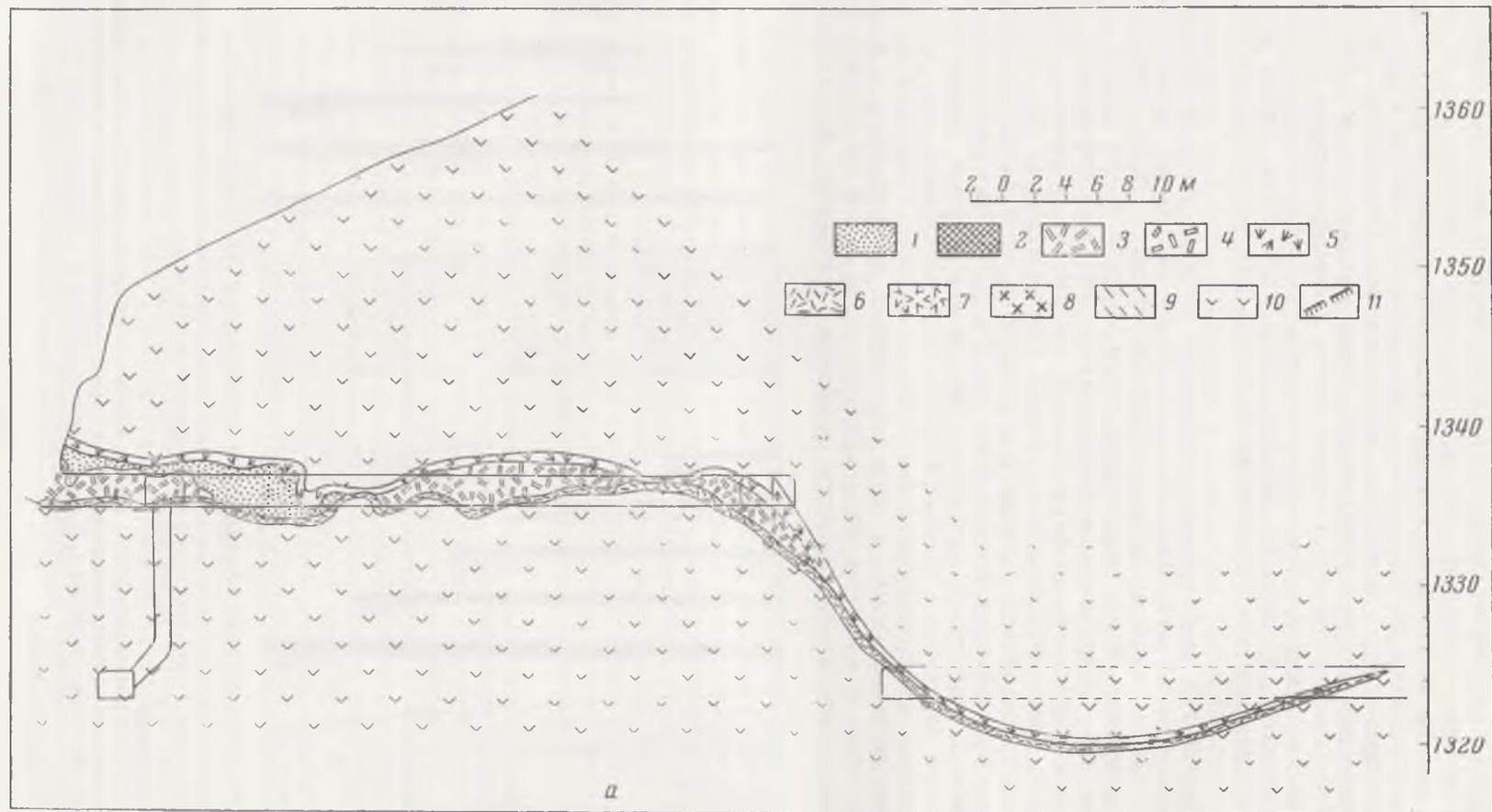
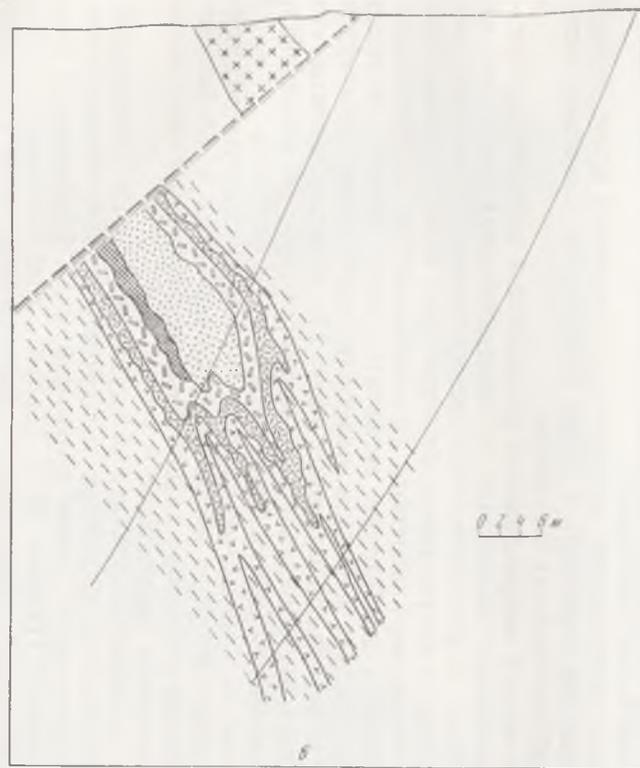
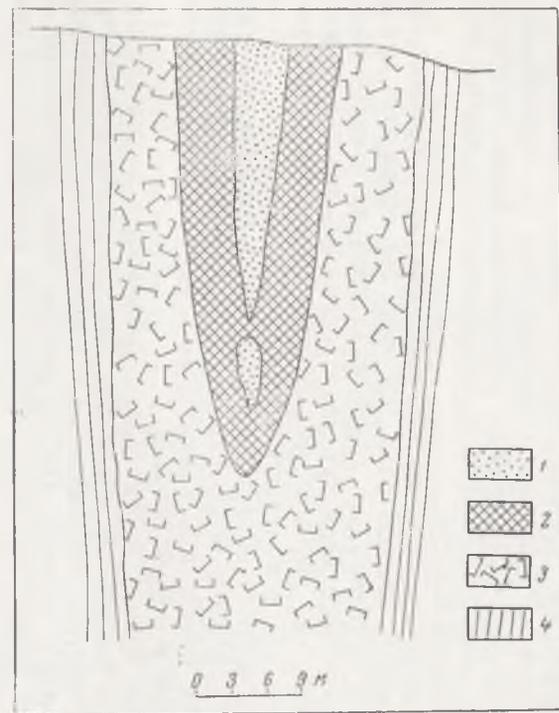


Рис. 23а.



Фиг. 23. Вертикальная зональность первого рода в жилах альбитовых пегматитов первого (а) и второго (б) подтипов

Зоны (1—7): 1 — блокового кварца, 2 — блокового микроклина II, 3 — мелколистоватого мусковита, 4 — кварц-альбит-сподуменовая, 5 — клеветандита, 6 — сахаровидного альбита, 7 — среднезернистая кварц-альбитовая; 8 — нерасчлененный пегматит; 9 — амфиболит; 10 — габбро; 11 — тектонические нарушения



Фиг. 24. Вертикальная зональность первого рода в микроклиновом пегматите

Зоны (1—3): 1 — блокового кварца, 2 — блокового микроклина I, 3 — пегматоидная кварц-микроклиновая, 4 — метаморфические сланцы

кварц-микроклиновая зона с глубиной иногда переходит в апографическую кварц-альбит-микроклиновую, а последняя — в апографическую (или мелкозернистую) кварц-альбитовую зону. Обратных переходов, т. е. увеличения на глубине количества микроклина, не наблюдалось.

В пределах одного и того же типа пегматитов сохранению хорошо выраженного зонального строения жил с глубиной способствуют крупные размеры пегматитовых тел и пологие углы их падения. Проявление последнего фактора, видимо, обусловлено более равномерным распределением минерализаторов в пологопадающих жилах по всей пегматитвмещающей полости.

Вертикальная зональность второго рода, прямая и обратная. Вертикальная зональность второго рода (см. фиг. 24) образуется при появлении в жиле с глубиной зон совершенно иной парагенетической серии, в результате чего пегматит одного типа на нижних горизонтах переходит в пегматит другого типа. Можно различать прямую и обратную вертикальную зональность второго рода.

При прямой вертикальной зональности более поздний тип пегматита с глубиной сменяется более ранним, т. е. альбит-сподуменовый тип должен был бы переходить в альбитовый, затем в микроклин-альбитовый и, наконец, в микроклиновый.

Теоретически прямая вертикальная зональность пегматитовых тел ранее считалась вполне вероятной, так как она полностью увязывается с хорошо известной зональностью в пределах месторождений (пегматитовых пучков), которая, как мы увидим ниже, выражается в последовательной смене (по мере удаления от материнских гранитов) микроклиновых пегматитов микроклин-альбитовыми, альбитовыми и альбит-сподуменовыми. Исходя из этого К. А. Власовым (1952, 1961) и была намечена именно такая вертикальная зональность. Однако в природе нам не приходилось встречать пегматитовых тел, обладающих прямой вертикальной зональностью. В литературе тоже неизвестно достоверных случаев такой зональности.

При обратной вертикальной зональности с глубиной более ранний тип пегматитовых тел переходит в более поздний, что довольно часто встречается в редкометальных пегматитах.

Глубокой разведкой микроклиновых пегматитов в ряде случаев устанавливается появление альбитовых и сподуменосодержащих зон на нижних горизонтах, в результате чего микроклиновый пегматит с глубиной превращается в микроклин-альбитовый (фиг. 25, а, б). Известные случаи, когда микроклин-альбитовые пегматиты второго подтипа переходили с глубиной в альбитовые пегматиты тоже второго подтипа (фиг. 26). Наблюдаются переходы микроклин-альбитовых пегматитов со сподуменом в альбит-сподуменовые (фиг. 27). Важно заметить, что обратная вертикальная зональность наблюдается как при увеличении, так и при уменьшении мощности пегматитовых тел с глубиной.

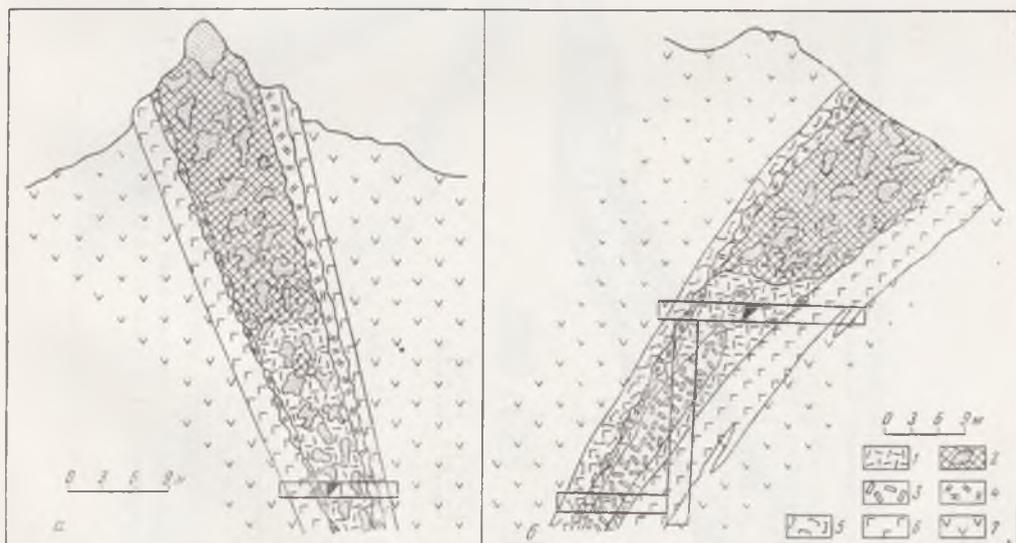
Таким образом, по падению жил микроклиновые пегматиты сменяются микроклин-альбитовыми, а последние — альбитовыми и альбит-сподуменовыми. Иными словами, с глубиной наблюдается отчетливая смена микроклина альбитом и сподуменом.

Возрастание количества альбита с глубиной за счет уменьшения микроклина наблюдается не только в изученных нами пегматитовых жилах, но и в пегматитах других провинций мира. Например, в американских пегматитах Палермо № 1 (Гротон, Нью-Гемпшир), Стрикленд Крамер (Портленд, Коннектикут), Боб-Ингерсол № 2 (Пеннингтон, Южная Дакота), Паттак Мика Майн (Александрия, Нью-Гемпшир) с глубиной происходит увеличение мощности или даже появление новых альбитовых зон и уменьшение мощности или исчезновение микроклиновых зон (Камерон и др., 1951; Сапегон а. о., 1954). Пегматиты

с обратными соотношениями в цитированных монографиях не упоминаются. Лишь А. А. Беусом (1948) было описано уменьшение с глубиной натрия (а следовательно, альбита) в одной из жил Аксу-Пуштиру (Туркестанский хребет). Однако, по признанию самого автора, эта жила на всем протяжении по падению (1100 м) недоступна, поэтому не исключено, что в данном случае было изучено не одно, а несколько пегматитовых тел, кулисообразно сменяющих друг друга по восстанию, и тогда уменьшение альбита с глубиной вполне законно (т. е. в этом случае мы имеем не вертикальную зональность в пределах одного тела, а зональность в пределах пегматитового пучка, см. ниже).

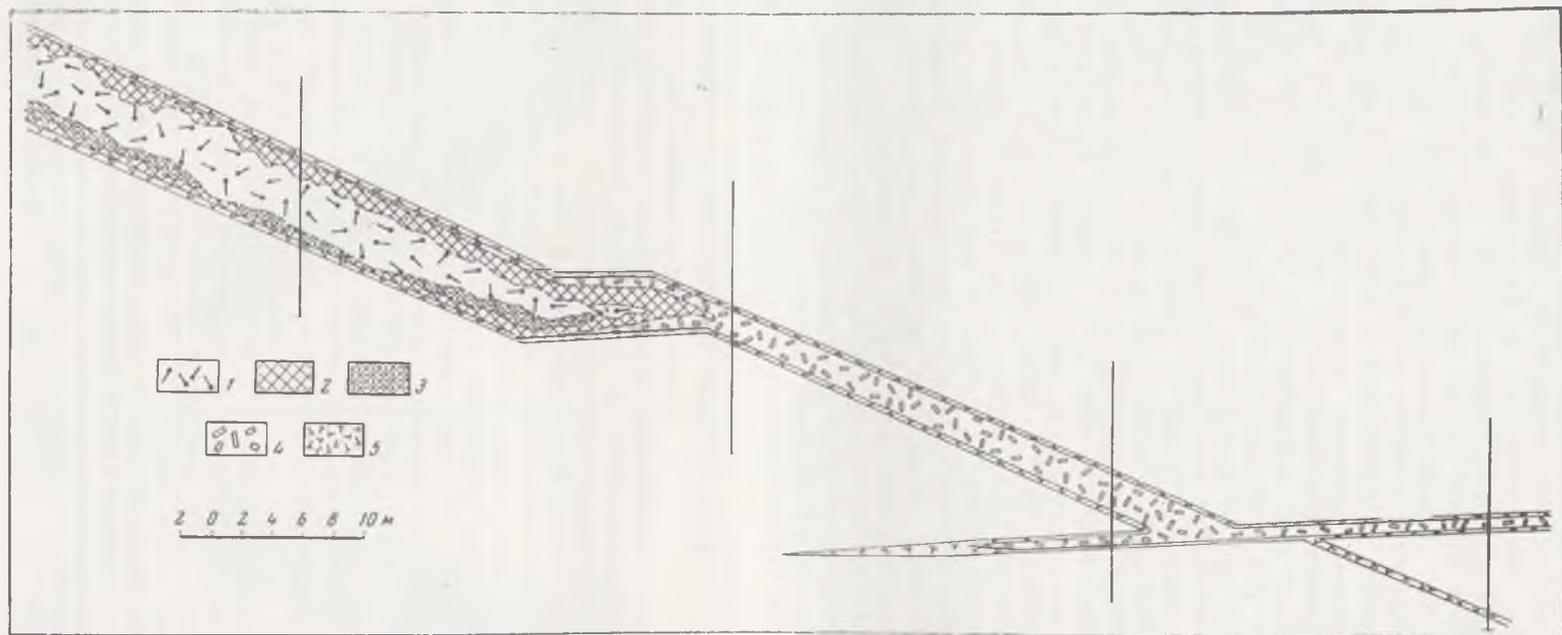
Нельзя не обратить внимания на то, что тенденция к увеличению альбита по падению жил наблюдается и в случае вертикальной зональности первого рода, поскольку остающиеся в корнях жил краевые зоны в пегматитах любого типа имеют существенно альбитовый состав (см. табл. 2). Поэтому во всех конкретных случаях вертикальной зональности наблюдающиеся нами в природе изменения внутреннего строения пегматитов любых типов с глубиной приводят к возрастанию количества альбита и к уменьшению количества микроклина. Этот вывод имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение для оценки пегматитов на глубину, поскольку основная масса редкометалльных минералов как по числу минеральных видов, так и по объему парагенетически тесно связана с альбитовыми зонами.

Увеличение роли альбита с глубиной мы объясним в главе IV. Здесь лишь заметим, что происхождение вертикальной зональности редкометалльных гранитных пегматитов является результатом сложного взаимодействия двух главных факторов их формирования — кристаллизационного и гравитационно-эманационного. Преимущественное проявление кристаллизационного фактора приводит к образованию главным образом вертикальной зональности первого рода. Наоборот, преобладающее воздействие гравитационно-эманационного фактора вызывает

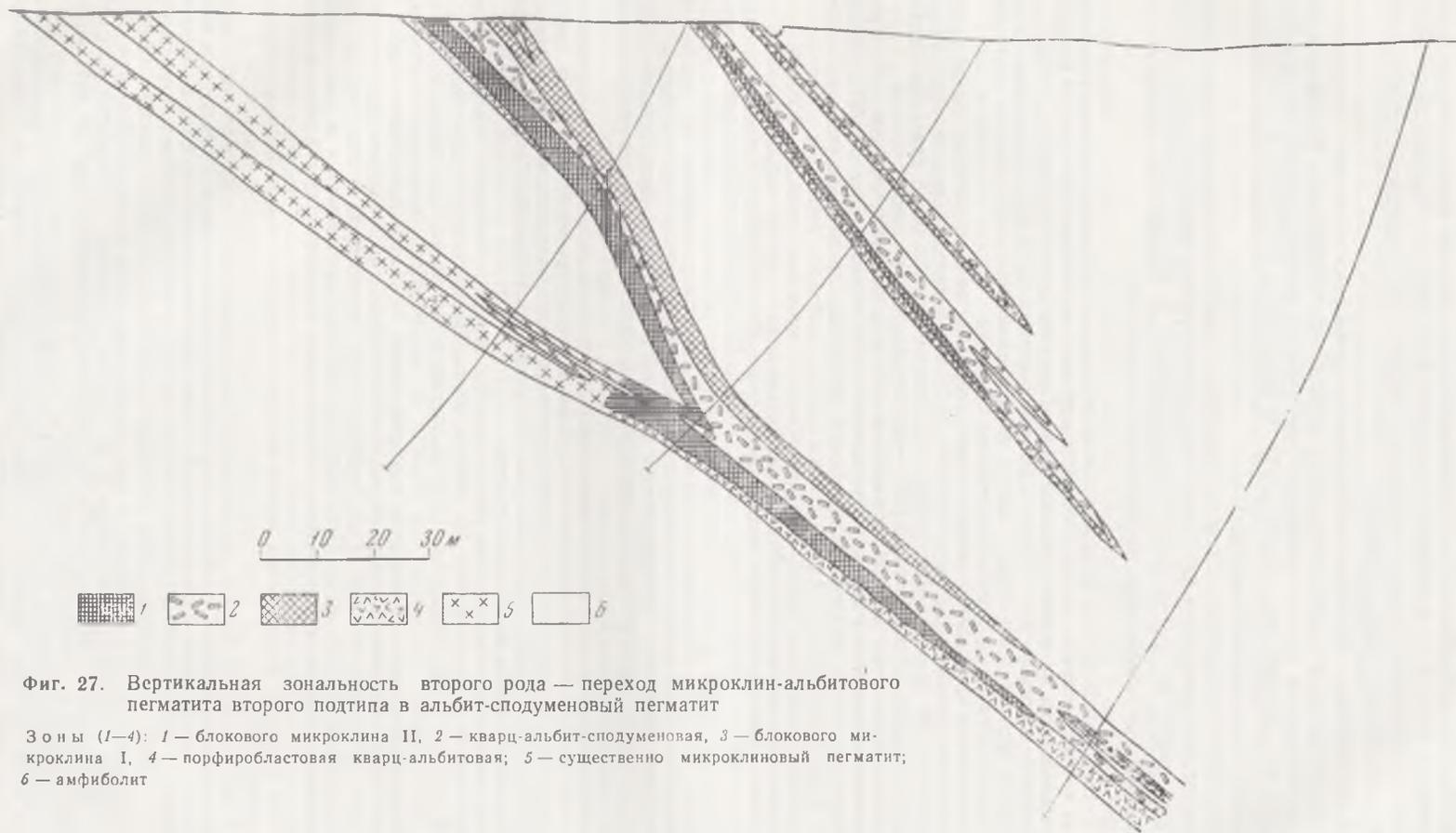


Фиг. 25. Вертикальная зональность второго рода — переход с глубиной микроклинового пегматита в первый (а) и второй (б) подтипы микроклино-альбитового пегматита

Зоны (1—6): 1 — сахаровидного или разнозернистого альбита, 2 — блоковая кварц-микроклиновая (микроклин I), 3 — кварц-клевеландит-сподуменовая с блоками микроклина II, 4 — крупнолистоватого мусковита, 5 — пегматондная кварц-микроклиновая, 6 — графическая кварц-микроклиновая; 7 — габбро



Фиг. 26. Вертикальная зональность второго рода — переход микроклин-альбитового пегматита второго подтипа в альбитовый пегматит второго подтипа
 1 — пространственно неразобщенные зоны блокового кварца, микроклина II, чешуйчатого лепидолита и мелкопластинчатого альбита со сподуменом и поллуцитом;
 з о н ы: 2 — блокового микроклина I, 3 — она же альбитизированная, 4 — кварц-альбит-сподуменовая, 5 — зона крупнотаблитчатого альбита



Фиг. 27. Вертикальная зональность второго рода — переход микроклин-альбитового пегматита второго подтипа в альбит-сподуменовый пегматит

Зоны (1—4): 1 — блокового микроклина II, 2 — кварц-альбит-сподуменовая, 3 — блокового микроклина I, 4 — порфиробластовая кварц-альбитовая; 5 — существенно микроклиновый пегматит; 6 — амфиболит

появление обратной вертикальной зональности второго рода. Вполне понятно, что оба фактора взаимосвязаны и обычно проявляются одновременно, хотя и в различной степени, поэтому в пегматитовых телах всегда существует сразу несколько видов вертикальной зональности, но в разной мере выраженных.

В отдельных случаях вертикальная зональность может возникнуть и при внедрении дополнительных порций пегматитового расплава-раствора в одну и ту же трещину, повторно приоткрывшуюся и удлинившуюся по падению или восстанию. В этом случае образуется аномальная вертикальная зональность.

Особенности зональности по падению пологопадающих жил. Пологопадающие пегматитовые тела характеризуются целым рядом хотя и не коренных, но достаточно существенных особенностей, которые необходимо учитывать при оценке жил на глубину.

В 1964 г. мы изучали редкометалльные пегматиты Восточного Афганистана, многие из которых вскрыты эрозионным срезом на всем протяжении по падению от самой апикальной части до полного выклинивания. При этом протяженность некоторых жил по падению достигала 800—1300 м. Одна из таких жил нами была зарисована по зачисткам в среднем через 40 м, а затем закартирована (см. фиг. 4). Ее вертикальную зональность мы и рассмотрим в качестве примера.

Жила выполняется в биотит-амфиболовых диоритах две сопряженные пологопадающие системы трещин с углами падения 11 и 31° к юго-западу. Средний угол падения жилы около 20°. Угол падения, равный 31°, в целом гораздо более характерен для ее нижней половины, а более пологий (11°) — для ее верхней половины.

Пегматитовое тело вскрыто эрозионным срезом по диагонали, длина его по простиранию не превышает 825 м, а протяженность по падению достигает 765 м. Важно подчеркнуть, что по падению жила вскрыта эрозией до полного выклинивания. Мощность жилы колеблется от 0,4 до 4—6 м и в среднем составляет около 2 м.

С поверхности жила разведена расчистками и канавами через 20—180 м. На глубину она освещена двумя штольнями, отстоящими одна от другой на 200 м.

Минеральный состав жилы сравнительно прост. Она в основном состоит из кварца (30%), альбита (35%) и микроклина (30%). Постоянной значительной примесью является турмалин, количество которого в среднем составляет около 5% и местами достигает 15—30%. Встречаются гранат, апатит, мусковит, фосфаты по трифилину-литофилиту. Редкометалльные минералы в основном представлены бериллом, изредка макроскопически обнаруживается танталит-колумбит и совсем редко — касситерит. Согласно парагенетической классификации жила относится к первому подтипу микроклин-альбитового типа.

Внутреннее строение жилы характеризуется довольно отчетливой зональностью (см. фиг. 4, а, б, в). Наблюдаются следующие зоны: 1) гранит-пегматита; 2) средне- или крупнозернистая кварц-альбитовая (основная бериллодержащая зона); 3) апографическая кварц-альбит-микроклиновая; 4) блокового микроклина; 5) разнозернистый альбитовый комплекс; 6) блокового кварца.

Из этих шести зон наименее распространены первая и последняя; из них каждая в отдельности занимает около 5% объема жилы. Распространенность остальных четырех зон примерно одинакова. Первые две зоны всегда располагаются у заландов жилы, причем совместно они никогда не встречаются; зона гранит-пегматита распространена только в нижней половине жилы, а кварц-альбитовая — только в верхней половине. Между этими двумя краевыми зонами и кварцевым ядром располагаются остальные три зоны. Если кварцевое ядро отсутствует, то все три зоны слагают центральную часть жилы. При этом в их взаимном расположении не наблюдается строгой закономерности; кроме того, зачастую одна или две из них вообще отсутствуют.

Для удобства рассмотрения можно выделить несколько порядков зональности по падению жилы.

Вертикальная зональность первого порядка. Прежде всего, внутреннее строение верхней, в общем более пологой половины жилы существенно отличается от внутреннего строения нижней, более крутопадающей половины. Верхняя половина в целом характеризуется гораздо более отчетливой дифференциацией (см. фиг. 4). Здесь в строении жилы принимают участие пять структурно-минералогических комплексов — зон, тогда как в нижней половине жилы развиты только три зоны.

Лучшая дифференциация жилы в ее верхней половине объясняется тем, что здесь пегматитовый расплав-раствор был обогащен минерализаторами за счет их частичного выноса из нижней половины жилы.

Существенно меняется и набор зон. В нижней половине практически совсем исчезают зона блокового кварца, разнозернистый альбитовый комплекс, а также краевая кварц-альбитовая зона. Взамен последней появляется зона гранит-пегматита, пол-

ностью отсутствующая в верхней половине. Отсутствие в верхней половине жилы зоны гранит-пегматита, как известно, являющейся в пегматитах самой ранней и высоко-температурной, вполне понятно: пегматитовый расплав не только более богат здесь минерализаторами, понижающими температуру кристаллизации, но и сам по себе уже имеет значительно более низкую температуру, так как он проделал гораздо больший путь от магматического очага по холодным вмещающим породам, чем та порция расплава-раствора, из которой сформировалась нижняя половина жилы.

Вертикальная зональность второго порядка, или зональность в пределах каждой из названных выше половин жилы в отдельности. Изменения с глубиной во внутреннем строении верхней половины жилы в общем несущественны, что объясняется очень пологим углом падения этого участка. При пологом угле наклона минерализаторы равномерно распределяются по всему полотну жилы. Точно так же затрудняется разделение по падению тела и основных породообразующих элементов, особенно калия и натрия, поэтому зональность по падению в верхней половине пегматитового тела практически отсутствует. Некоторые, иногда довольно существенные вариации внутреннего строения от расчистки к расчистке скорее обусловлены изменением мощности и угла падения, чем вертикальной зональностью. Так, маломощная пригребневая часть жилы сложена одной краевой кварц-альбитовой зоной. Пожалуй, единственным отчетливым проявлением вертикальной зональности в пределах верхней половины жилы является резкое обогащение самых верхов ее турмалином, количество которого в апикальной части жилы достигает 30%.

Нижняя половина жилы благодаря своему более крутому углу падения (31°) характеризуется отчетливой вертикальной зональностью. Не считая некоторых отклонений, обусловленных изменениями мощности и угла падения, на чем мы остановимся далее, в целом по нижней половине жилы можно наблюдать четкую смену с глубиной блоковой зоны, которая местами почти монополюсно выполняет весь объем пегматитового тела, апографической зоной и затем гранит-пегматитом. Вытеснение апографической зоной блоковой зоны происходит постепенно: сначала она появляется только у лежащего бока, затем у обоих боков; далее, постепенно увеличиваясь в мощности, она вытесняет блоковую зону окончательно и занимает весь объем пегматитового тела. Ниже сама апографическая зона вытесняется зоной гранит-пегматита, которая также сначала появляется по залбандам жилы, а затем выполняет пегматитовое тело нацело.

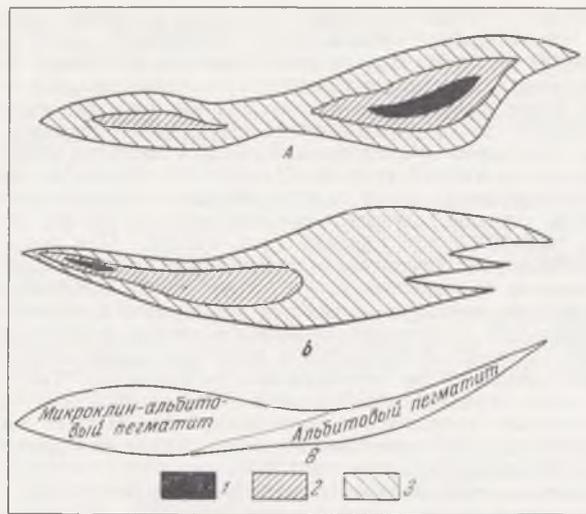
Вертикальная зональность третьего порядка, или изменения во внутреннем строении каждого раздува в отдельности. Пережимы, как известно, в жилах затвердевают в первую очередь, поэтому единое пегматитовое тело в процессе дальнейшей консолидации пегматитового расплава распадается на серию раздувов, эволюционирующих независимо друг от друга, которые с точки зрения вертикальной зональности можно рассматривать как самостоятельные тела.

В очень пологопадающих раздувах вертикальная зональность отсутствует по причинам, охарактеризованным выше. В более крутопадающих раздувах, несмотря на большое разнообразие в деталях, изменения внутреннего строения по падению сводятся к следующему. Во-первых, с глубиной в каждом раздуве увеличивается относительное распространение краевой зоны и уменьшается относительный объем внутренней зоны (зон). Так, например, блоковая зона в каждом резком пережиге исчезает почти совершенно, снова появляясь в очередном раздуве. Во-вторых, в пределах каждого раздува любая зона смешанного состава (т. е. слагающаяся и микроклином, и альбитом) всегда по восстанию раздува относительно обогащается калиевым полевым шпатом, а по падению раздува — натриевым. Это очень хорошо можно проследить на примере апографической кварц-альбит-микроклиновой зоны, которая в верхних частях раздувов часто имеет почти чисто кварц-микроклиновый состав, а в нижних — почти чисто кварц-альбитовый.

Аналогичная картина также характерна для зоны гранит-пегматита и для блоковой зоны в целом, которые тоже имеют в общем кварц-альбит-микроклиновый состав. Эта закономерность объясняется тем, что микроклин всегда стремится занять верхние части полости, а альбит — нижние. На причинах этого явления мы подробнее остановимся в главе IV. Тем же самым объясняется и тот факт, что зона смешанного состава со стороны всякого бока жилы, как правило, более обогащена микроклином, а у лежащего — альбитом.

В этой связи становится понятным влияние перегибов на вертикальную зональность. При сочленении пологопадающего участка жилы с более крутопадающим участком даже такой же мощности вниз от перегиба пегматитовое тело, как правило, обогащено микроклином, а вверх от перегиба — альбитом (разумеется, только на участке, прилегающем непосредственно к перегибу). Это происходит благодаря тому, что в крутопадающем участке микроклин накапливается в его верхней части.

По этой же причине в куполах микроклином обогащается самая купольная часть, а их периферия, наоборот, всегда богаче альбитом. Это явление часто имеет такое сильное выражение, что некоторые сравнительно маломощные перегибы, морфологически близкие к куполообразной форме, обладают существенно микроклиновым составом, несмотря на то, что пережимы должны были бы слагаться одной краевой зоной, как известно, всегда существенно обогащенной альбитом, или даже чисто альбитовой



Фиг. 28. Зональность по простиранию пегматитовых тел: прямая (А), обратная (В), аномальная (В)

Зоны: 1 — центральные, 2 — промежуточные, 3 — внешние

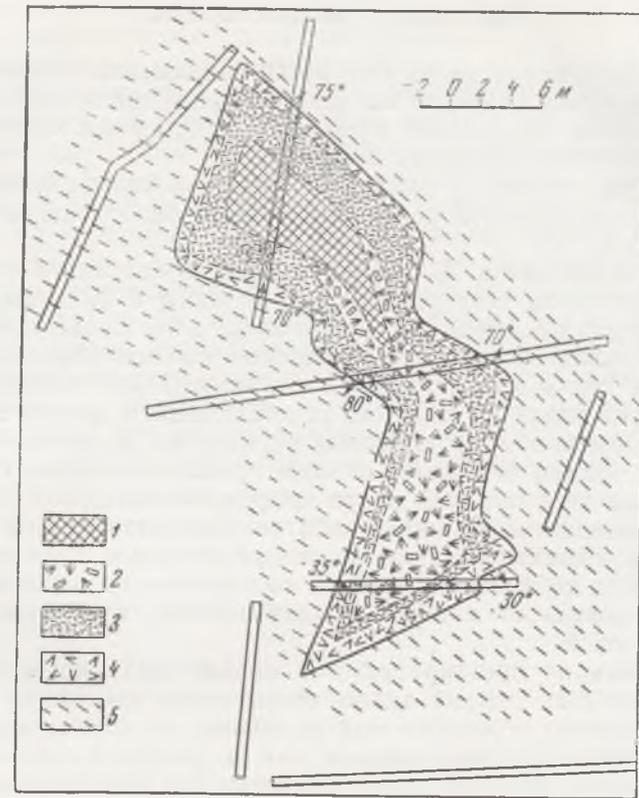
вообще. Морфология и характер изменения элементов залегания сильно влияют на распределение разнообразных минерализаторов, а через их посредство — и на степень дифференциации жил, равно как и на размер минералов.

В принципе закономерности, аналогичные рассмотренным, можно было бы проследить и на примере других типов пегматитов.

Как видно из приведенных материалов, внутреннее строение пологопадающих жил, сохраняя главные черты зональности по падению крутопадающих жил, в то же время имеет и некоторые отличия.

Во-первых, зональность пологопадающих жил с глубиной гораздо более выдержана. Описанная жила в своей верхней половине на протяжении почти 400 м по падению практически не меняет своего внутреннего строения.

Во-вторых, вертикальная зональность пологопадающих жил по сравнению с зональностью крутопадающих в несравнимо большей степени зависит от формы пегматитовых тел, характера изменения их мощности и элементов залегания, наличия куполов и т. д.

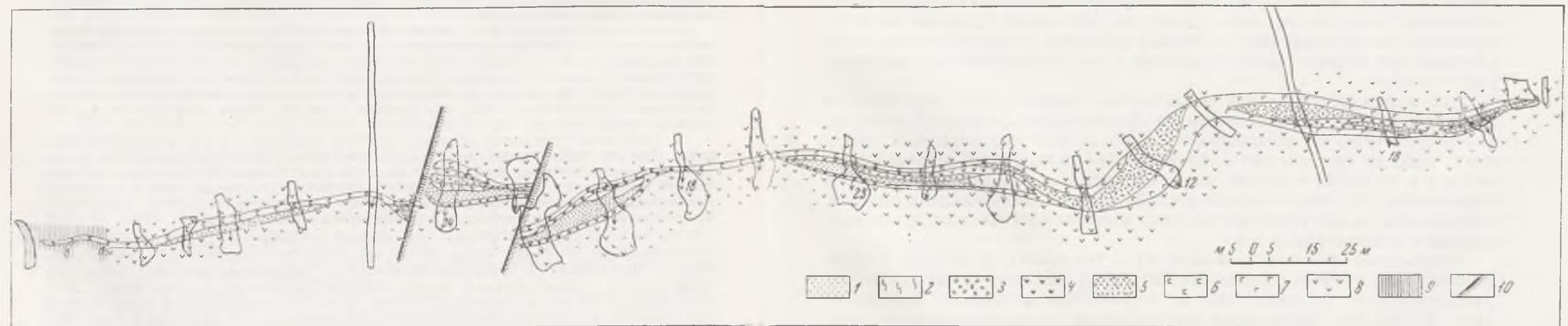


Фиг. 29. Обратная зональность по простиранию жилы альбитового пегматита второго подтипа

Зоны (1—4): 1 — блокового микроклина II, 2 — кварц-клевеландит-сподуменовая, 3 — сахаровидного альбита, 4 — среднезернистая кварц-альбитовая; 5 — сланцеватые амфиболиты

Фиг. 30. Аномальная зональность по простиранию жилы — микроклин-альбитовый пегматит (правый фланг) сменяется альбитовым пегматитом (левый фланг)

1 — блоковый кварц; зоны (2—7): 2 — блокового микроклина II, 3 — мелколистоватого мусковита, 4 — клеветандита, 5 — сахаровидного альбита, 6 — апографическая кварц-альбитовая, 7 — графическая кварц-микроклиновая; 8 — габбро; 9 — кварц-биотитовые сланцы; 10 — тектонические нарушения



Зональность по простирианию

Кратко остановимся на рассмотрении зональности пегматитовых тел по их простирианию, изучение которой не только облегчает оценку жил, но и дает весьма интересный материал для суждения о механизме заполнения пегматитовых полостей.

Как мы уже говорили в начале главы, можно различать прямую, обратную и аномальную зональность по простирианию пегматитовых тел (фиг. 28, стр. 78).

Прямая зональность. В случае прямой зональности по простирианию в пегматитовом теле от его средней части к флангам, а в общем случае от раздува к пережиму центральные зоны последовательно одна за другой выклиниваются, и маломощные фланги или пережимы слагаются лишь одной-двумя внешними зонами. Такое положение наблюдается во всех типах пегматитов, за исключением альбит-сподуменового. Так, например, в микроклиновых пегматитах пережимы и маломощные фланги обычно слагаются зонами гранит-пегматита, графического пегматита или пегматоидной кварц-микроклиновой зоной. Маломощные фланги и пережимы микроклин-альбитовых пегматитов слагаются внешними зонами гранит-пегматита и апографического пегматита. В альбитовых жилах пережимы и фланги соответственно сложены краевыми зонами сахаровидного альбита и клевеландита или зернистой кварц-альбитовой зоной.

Зональность по простирианию тел альбит-сподуменовых пегматитов в отличие от всех других типов очень слабо выражена ввиду того, что эти пегматиты обладают еще не совсем до конца понятным свойством сохранять грубо постоянным как в раздувах, так и в пережимах соотношение краевой кварц-альбитовой и центральной кварц-альбит-сподуменовой зон.

Правда, альбит-сподуменовые пегматиты характеризуются пластинчатой формой, так что для них резкие пережимы и раздувы нехарактерны.

Обратная зональность образуется в том случае, когда последовательное выклинивание центральных, а затем промежуточных зон происходит в направлении от пережима к раздуву или от маломощного фланга к мощному (фиг. 29, стр. 79).

Образование обратной зональности по простирианию обычно обязано склонению жилы в сторону маломощного фланга (или пережима). В этом случае маломощный фланг, как правило, сильнее дифференцирован, поскольку он представляет собой верхи жилы, тогда как в пределах более мощного, но менее дифференцированного фланга либо обнажены низы жилы, либо где-то на небольшой глубине имеются ксенолиты вмещающих пород. Отсюда вытекают соответствующие соображения при оценке таких пегматитов и по направлению разведочных работ по ним.

Как и при вертикальной зональности первого рода, исчезновение зон при нормальной зональности по простирианию происходит либо путем постепенного их выклинивания, либо за счет объединения с соседними, либо за счет постепенного изменения структуры и минерального состава и перехода в другие зоны. Однако в отличие от вертикальной зональности, где более широко распространены два последних способа, зональность по простирианию тел чаще всего осуществляется путем нормального выклинивания зон.

Аномальная зональность возникает в тех жилах, в которых разные фланги (или вообще разные участки тела) сложены различными парагенетическими сериями зон, т. е. различными типами пегматитов (фиг. 30, стр. 79). Аномальная зональность по простирианию скорее всего

является результатом внедрения в одну и ту же трещину (но в разные ее участки по простиранию) двух или нескольких порций пегматитового расплава существенно различного состава.

Зональность, сходная с аномальной зональностью по простиранию, теоретически может возникнуть и тогда, когда жила, обладающая обратной вертикальной зональностью, вскрыта эрозийным срезом на различных уровнях. Однако в последнем случае переход от одного типа пегматита к другому будет постепенный, в то время как при аномальной зональности по простиранию этот переход всегда резкий. Мы не выделяем ее в самостоятельный вид зональности по простиранию, поскольку это всего лишь спроектированная на план вертикальная зональность.

Изменения внутреннего строения пегматитовых тел во всех трех измерениях, разумеется, взаимосвязаны между собой. Поэтому по характеру зональности, по мощности и простиранию часто можно довольно уверенно судить о зональности по падению жил и оценивать их на глубину, тем более что изучение горизонтальной зональности осуществляется гораздо проще, легче и быстрее, чем вертикальной.

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ И ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПЕГМАТИТОВОМ ПРОЦЕССЕ

Нетрудно видеть, что геохимия пегматитового процесса в основном определяется поведением редких и щелочных элементов, поскольку именно их содержание обнаруживает наибольшее колебание от типа к типу пегматитов, от зоны к зоне в пегматитовых телах, а также в самих зонах по их мощности и падению¹. Содержание наиболее распространенных в пегматитах элементов кремния и алюминия не обнаруживает сколько-нибудь значительных вариаций, поэтому их поведение не может существенно сказаться на геохимической характеристике редкометалльных пегматитов. Остальные петрогенные элементы, такие как магний, железо, кальций, значительно снижают свою концентрацию в пегматитах по сравнению с гранитами и потому не могут рассматриваться как типоморфные для пегматитового процесса.

Какие-то 15—20 лет назад знания о геохимии пегматитов носили весьма приближенный, в основном качественный характер. И это вполне понятно, так как методик точных массовых анализов на редкие элементы еще не существовало. Все довоенные публикации с результатами количественного определения редких элементов в пегматитах (да и то, как правило, лишь по отдельным минералам) можно буквально пересчитать по пальцам: это работы В. И. Вернадского (1909а, б) по цезию, рубидию и таллию, В. М. Гольдшмидта с сотрудниками (1933, 1938) по редким щелочным металлам, К. А. Власова по бериллию (1938), К. А. Ненадкевича и В. С. Салтыковой по цезию и некоторые другие.

Содержание породообразующих щелочных элементов определялось главным образом в слюдоносных и керамических пегматитах. В редкометалльных же пегматитах распределение калия и натрия (как и их главных минералов — полевых шпатов) было изучено весьма слабо.

Начало наших работ по изучению редкометалльных пегматитов совпало с организацией ИМГРЭ. Пользуясь его химико-аналитической базой, мы за 17 лет проанализировали громадный каменный материал, частично собранный нами до этого по пегматитам Китая и обильно пополнявшийся в процессе наших дальнейших исследований по пегматитам СССР и Афганистана.

Методика наших геохимических исследований проста. Для определения среднего содержания элементов в характерных жилах каждого типа мы составляли сборные пробы из бороздовых или керновых проб, если пегматиты были уже разведаны. В случае отсутствия разведочных работ по каждой зоне пегматита отбирались самостоятельные пробы обычно точечным способом весом от 10 до 100 кг в зависимости от грубозернистости зоны и степени неравномерности распределения в них полезных компонентов. Эти пробы служили для изучения распределения элементов по мощности пегматитовых тел. Составляя из них сборные пробы по жиле (или вычисляя по их данным) пропорционально объему зон, мы получали среднее содержание для всей жилы (горизонта) в целом. Разумеется, во всех случаях, когда это было возможно, мы использовали достоверные данные разведочного опробования, а таких сведений за последние 15—20 лет накопилось много — разведаны

¹ Значительны также колебания содержания бора и фтора. Однако отсутствие до последнего времени точных и дешевых методов их массового анализа не позволило нам изучить распределение данных элементов.

десятки пегматитовых месторождений. Проверка представительности точечных проб по зонам показывает их полную надежность. Это доказывается как их сопоставлением с результатами разведочного опробования, так и самим фактом исключительного единообразия распределения каждого элемента по мощности или по падению во многих жилах одного и того же парагенетического типа, что подробно будет рассмотрено в следующих разделах.

Анализирование проб осуществлялось различными точными методами. Бериллий определялся химическим анализом при содержании его в анализируемом материале больше 0,01%, а при низких содержаниях — спектрально-количественным методом, чувствительность которого составляла 0,0002%. Тантал, ниобий и таллий анализировались химически. Чувствительность метода на тантал и ниобий составляла 0,001%, а в особых случаях при использовании больших навесок — 0,0003%. Чувствительность метода определения таллия составляла 0,0001%. Определение щелочных элементов производилось методом пламенной фотометрии по схеме, разработанной Е. А. Фабриковой (1961). Измерения лития, рубидия и цезия осуществлялись на пламенной установке с монохроматором УМ-2 и фотоумножителем ФЭУ-22. Измерения калия и натрия выполнялись на установке «Zeiss», работающей на светофильтрах с селеновым фотоумножителем. В обоих случаях пользовались воздушно-ацетиленовым пламенем. Максимальная чувствительность при определении лития была 0,0001% в сухом образце. При определении цезия и рубидия предельная чувствительность колебалась в разный период времени от 0,005 до 0,0005%, по-видимому, за счет изменения режима работы фотоумножителей, а также внешних условий горения пламени. Погрешность метода для малых концентраций элементов (0,00n — 0,0n%) составляет 15—10%, для больших (0,n — n%) — 7—5%.

Анализы выполнялись в соответствующих лабораториях ИМГРЭ под руководством Н. В. Лизунова, В. С. Салтыковой и Е. А. Фабриковой. Всего было выполнено около 10 тыс. определений элементов.

Ниже мы подробно остановимся на геохимической миграции калия, натрия, рубидия, цезия, таллия, лития, бериллия, тантала, ниобия и некоторых других элементов в пегматитовом процессе. Однако прежде необходимо рассмотреть один из фундаментальных вопросов — о кларках элементов в пегматитах, который является отправным пунктом любого геохимического исследования.

Кларки щелочных и редких элементов в гранитных пегматитах

Со дня последнего опубликования А. Е. Ферсманом кларков элементов по гранитным пегматитам прошло более четверти века. За этот период наши знания о геохимии пегматитов пополнились колоссальным количеством новых анализов, выполненных различными точными методами. И несмотря на это, никем, за исключением А. А. Беуса (1960), подсчитавшего кларк бериллия, новые данные не были обобщены в отношении кларков. А между тем даже самое беглое знакомство с материалами показывает, что кларки А. Е. Ферсмана для многих элементов очень сильно отличаются от действительного содержания их в пегматитах.

В самом деле, современным исследователям геохимии пегматитов хорошо известно, что, например, таллий обнаруживается почти всегда во всех распространенных пегматитовых минералах в количестве $n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-4}$ %, тогда как по А. Е. Ферсману кларк таллия для пегматитов составляет $1,10^{-5}$ %, т. е. занижен по крайней мере на порядок.

За последние 15 лет интенсивными геологоразведочными работами и геохимическими исследованиями установлено, что отношение Ta/Nb в пегматитах колеблется около 1, тогда как, по А. Е. Ферсману, это отношение между ними равно 1:7. Даже в безрудных пегматитах почти постоянно обнаруживается тантал в количестве одной или нескольких тысячных долей процента, по А. Е. Ферсману же кларк этого элемента для пегматитов составляет $7 \cdot 10^{-4}\%$, т. е. опять-таки явно намного ниже истинного содержания.

Для бериллия А. Е. Ферсман указывал кларк 0,05%, т. е. 0,11% в пересчете на ВеО. Однако такое содержание наблюдается лишь в очень редких жилах. Следовательно, в данном случае имеем, наоборот, очень сильное завышение кларка, как это справедливо отмечалось А. А. Беусом (1960). При выводе кларка бериллия А. А. Беус принял следующее содержание этого элемента в различных группах гранитных пегматитов:

	Содержание Ве, н · 10 ⁻⁴ %
Пегматиты, не содержащие редкометалльных минералов (неальбитизированные)	2—10
Блоковые пегматиты, содержащие редкоземельные минералы (не содержащие бериллиевых минералов)	10—25
Пегматиты, содержащие 0,01—0,1% берилла	10—57
Пегматиты, содержащие 0,2—0,5% берилла	100—250
Среднее для пегматитов	20

Определение кларков элементов в пегматитах осложняется тем обстоятельством, что этот довольно отчетливый геологический тип представляет собой весьма разношерстное объединение различных в генетическом отношении жильных образований, содержащих резко неодинаковое количество большинства элементов. Прежде всего гранитные пегматиты согласно их промышленному использованию подразделяются на четыре формации (по терминологии Г. Г. Родионова): редкоземельные, слюдоносные и керамические, редкометалльные, хрусталеносные. Как показали А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов (1960), в основе деления пегматитов на эти формации лежат важные различия в геологических условиях их возникновения. В частности, от пегматитов первой формации к последней глубина образования уменьшается от 8—10 до 3 км. Понятно, что эти различия в условиях образования приводят к резкой разнице и в содержании элементов. Так, например, количество бериллия, цезия и тантала от формации к формации изменяется в 6—12 раз, а лития даже в 25 раз.

В свою очередь, формация редкометалльных пегматитов может быть условно подразделена на две группы: промышленные и непромышленные пегматиты. Последняя группа охватывает довольно разнообразные по содержанию редких элементов пегматиты от некондиционных и забалансовых до типично безрудных жил, содержащих лишь sporadическую примесь берилла, колумбита, сподумена и фосфатов лития.

Промышленные редкометалльные пегматиты образуют четыре отчетливых парагенетических типа: микроклиновые, микроклин-альбитовые, альбитовые и альбит-сподуменовые, которые вкратце были охарактеризованы в главе I (экзотическими типами пегматитов ввиду их малого распространения мы пренебрегаем). Содержание редких элементов в разных парагенетических типах сильно колеблется — например, для лития в 100 раз, для цезия в 25 раз.

Для вывода кларка элементов в гранитных пегматитах необходимо знать не только их содержание в каждой формации (группе, типе), но еще и распространенность каждой формации (группы, типа) пегмати-

тов на площади земного шара. Вполне очевидно, что распространенность пегматитов в настоящий момент (да и в будущем тоже) может быть определена лишь косвенными методами и, разумеется, лишь приблизительно.

Вывод среднего содержания щелочных и редких элементов в различных промышленных типах редкометальных пегматитов базируется как на результатах анализов проб, отобранных и составленных нами по многочисленным пегматитовым месторождениям СССР, Китая и Афганистана, так и на официальных данных подсчета запасов, выполненного соответствующими геологоразведочными организациями. Подсчитанные таким образом средние содержания элементов приведены в табл. 4, которую мы заимствуем из более ранней работы (Солодов, 1959б), пополненной новыми данными.

Для характеристики достоверности данной таблицы важно отметить, что хотя в каждом типе пегматитов использованы данные всего лишь по четырем — девяти месторождениям, средние содержания элементов представляются достаточно надежными, поскольку месторождения, как правило, состоят из многих пегматитовых тел; поэтому фактически в выводе среднего по типу использованы данные минимум 15—20, а то и 40—60 пегматитовых тел. Кроме того, нам уже не раз приходилось отмечать (Солодов, 1959б, 1962в) необыкновенную устойчивость парагенезиса минералов и элементов в каждом типе редкометальных пегматитов, в результате чего отклонение крайних содержаний большинства изученных элементов от среднего в пределах каждого типа не превышает 30—100% (табл. 4). Лишь содержание лития в микроклин-альбитовом и альбитовом типах изменяется в широких пределах, поскольку здесь одни жилы содержат литиевые минералы (второй подтип каждого из этих типов), тогда как другие (первые подтипы) практически совсем их не содержат. Но так как основная масса лития заключена в альбит-сподуменовых пегматитах (в которых оно, кстати говоря, довольно постоянно и потому может быть определено с высокой степенью точности, табл. 4), то даже ошибка в 1,5—2 раза (что совершенно невероятно) в определении среднего по ним не может существенно сказаться на среднем содержании этого элемента во всех редкометальных пегматитах. Кроме того, имея довольно точное среднее содержание в крайних типах и зная о постепенном возрастании содержания лития от микроклиновых через микроклин-альбитовые и альбитовые к альбит-сподуменовым пегматитам, мы внесли некоторые, правда, небольшие коррективы в среднее содержание этого элемента в промежуточных типах. То же самое можно сказать и относительно больших колебаний содержаний цезия в микроклин-альбитовых пегматитах.

Значительно также колебание содержания бериллия в альбитовых пегматитах. Однако их роль в общем балансе весьма невелика и потому даже 1,5—2-кратная ошибка определения в них среднего не может существенно повлиять на кларк этого элемента в пегматитах.

Для определения среднего содержания элементов в промышленных редкометальных пегматитах необходимо знать распространенность каждого из их четырех типов, которую можно определить по соотношению мировых запасов того или иного металла. Наиболее подходящим металлом для этих целей является тантал, поскольку его месторождения представлены всеми четырьмя типами редкометальных пегматитов. Недавно нами были определены мировые ресурсы редких металлов в пегматитовых месторождениях и их распределение по типам пегматитов. Из всех мировых запасов тантала, представленных пегматитовыми месторождениями, 3,9% приходится на микроклиновые пегматиты, 59,2% — на микроклин-альбитовые, 9,4% — на альбитовые и 27,5% —

Таблица 4

Содержание (в %) щелочных и редких элементов в непромышленных и различных типах промышленных редкометалльных пегматитов

Компоненты и их отно- шения	Редкометалльные непромышленные пегматиты			Микроклиновые пегматиты			Микроклин-альбитовые пегматиты			Альбитовые пегматиты			Альбит-сподуменовые пегматиты						
	от	до	среднее	количество изученных месторожде- ний	от	до	среднее	количество изученных месторожде- ний	от	до	среднее	количество изученных месторожде- ний	от	до	среднее	количество изученных месторожде- ний	от	до	среднее
Li ₂ O	0,001	0,400	0,010	—	0,001	0,050	0,006	7	0,004	0,86	0,25	6	0,006	0,890	0,30	9	1,03	1,46	1,20
Na ₂ O	4,0	5,5	4,70	13	2,70	3,50	3,10	4	3,15	6,49	4,15	5	3,21	8,94	6,00	7	3,80	5,60	4,60
Na ₂ O/Li ₂ O	—	—	—	—	—	—	500	—	4	1200	17	—	4	860	20	—	2,8	4,8	3,7
K ₂ O	3,0	6,0	4,5	13	5,0	10,10	6,50	4	2,92	4,80	4,00	5	1,07	2,07	1,56	7	1,90	2,50	2,30
Rb ₂ O	0,03	0,010	0,07	5	0,05	0,17	0,10	5	0,03	0,50	0,20	6	0,02	0,30	0,10	7	0,06	0,19	0,11
Cs ₂ O	0,001	0,010	0,003	5	0,002	0,009	0,005	5	0,009	0,340	0,103	6	0,003	0,044	0,016	7	0,004	0,011	0,008
K ₂ O/Rb ₂ O	—	—	65	—	—	—	65	—	6	46	20	—	10	69	16	—	13	27	21
K ₂ O/Cs ₂ O	—	—	1500	—	—	—	1300	—	9	411	39	—	71	450	98	—	177	415	290
Rb ₂ O/Cs ₂ O	—	—	23	—	—	—	20	—	1,3	8,9	2,0	—	3,5	6,8	6,3	—	9	30	14
Na ₂ O/K ₂ O	—	—	1,0	—	—	—	0,5	—	0,6	1,4	1,0	—	2,5	5,3	4,0	—	1,5	3,0	2,0
BeO	0,001	0,025	0,007	40	0,005	0,010	0,008	4	0,043	0,057	0,050	7	0,044	0,240	0,113	7	0,027	0,050	0,039
Ta ₂ O ₅	0,000	0,008	0,003	5	0,002	0,007	0,004	6	0,011	0,034	0,018	4	0,012	0,021	0,017	8	0,004	0,011	0,007
Nb ₂ O ₅	0,001	0,010	0,005	5	0,004	0,010	0,006	6	0,009	0,016	0,011	4	0,007	0,020	0,014	8	0,006	0,019	0,010
Ta ₂ O ₅ /Nb ₂ O ₅	0,15	0,8	0,6	—	0,3	0,9	0,7	—	0,7	4,8	1,6	—	1,0	1,7	1,2	—	0,5	1,1	0,7

на альбит-сподуменовые. Отсюда, зная среднее содержание Ta_2O_5 в каждом типе пегматитов, нетрудно подсчитать относительную распространенность каждого типа (табл. 5).

Таблица 5

Определение относительной распространенности главных промышленных типов редкометалльных пегматитов на площади земного шара

Пегматиты	Доля запасов тантала (P), %	Среднее содержание Ta_2O_5 (C), %	$\frac{P \times 100}{C}$	Относительная распространенность типа пегматитов, % (округленно)
Микроклиновые	3,9	0,004	97 500	11
Микроклин-альбитовые	59,2	0,018	329 000	38
Альбитовые	9,4	0,017	55 300	6
Альбит-сподуменовые	27,5	0,007	393 000	45
Сумма	100,0		874 800	

Соответственно, взвешивая содержание элемента в типах пегматитов по их распространенности, находим среднее содержание в промышленных редкометалльных пегматитах (табл. 6).

Для вывода среднего содержания по всей группе редкометалльных пегматитов необходимо знать соотношение промышленных и непромышленных пегматитов, которое для разных пегматитовых полей колеблется от 1:1 до 1:40. Согласно приблизительным подсчетам, произведенным по многим детально закартированным пегматитовым полям СССР, Китая и Афганистана, промышленные пегматиты (по объему) составляют в среднем 14% от всех редкометалльных пегматитов¹. Среднее содержание элементов в непромышленных пегматитах также может быть определено в настоящее время с известной долей приближения (опробованы весьма разнохарактерные жилы), однако значительная ошибка (в 1,5—2 раза) здесь возможна лишь для лития, но для этого элемента из-за большого удельного веса промышленных пегматитов такая неточность не может сказаться существенно (т. е. относительное отклонение будет не больше 10—15%) на среднем для редкометалльных пегматитов, расчет которого приводится в табл. 7.

И, наконец, в табл. 8 подсчитано среднее содержание элементов во всех гранитных пегматитах. При этом распространенность различных групп пегматитов была принята нами пропорционально площади соответствующих пегматитовых поясов на всей территории СССР, определенной по данным Г. Г. Родионова (1960). Хрусталеносные пегматиты исключены совсем из вывода среднего потому, что они представляют собой довольно специфические образования. К тому же их роль невелика, так как они занимают не более 5% от всего объема гранитных пегматитов. Редкоземельные пегматиты по тем же данным также очень мало распространены (около 3% от всего объема всех пегматитов), и поскольку по содержанию в них рассматриваемых элементов они близки к непромышленным редкометалльным пегматитам, то мы их включили в число последних. Таким образом, для вывода кларков гранитных пегматитов у нас остались только две главные группы: редкометалльные и слюдоносные (совместно с керамическими).

Среднее содержание редких элементов в слюдоносных и керамических пегматитах (табл. 8) мы представили по литературным данным

¹ А. А. Беус (1960) дает близкую цифру. По его мнению, на долю оруденелых пегматитов приходится менее 20% жил (по объему).

Вывод среднего содержания (в %) щелочных и редких элементов в гранитных пегматитах

Пегматиты	Распространенность от объема всех гранитных пегматитов (P, %)	Li ₂ O (C ₁)	Na ₂ O (C ₂)	K ₂ O (C ₃)	Rb ₂ O (C ₄)	Cs ₂ O (C ₅)	BeO (C ₆)	Ta ₂ O ₅ (C ₇)	Nb ₂ O ₅ (C ₈)
Редкометалльные	45	0,100	4,65	4,34	0,08	0,0086	0,012	0,0042	0,0054
Слюданосные и керамические	55	0,004	3,35	4,40	0,02	0,0015	0,001	0,0005	0,0015
Сумма	100								
Среднее содержание в гранитных пегматитах		0,047	3,94	4,37	0,047	0,0047	0,006	0,022	0,0033

Пегматиты	Распространенность от объема всех гранитных пегматитов (P, %)	$P \times C_1$	$P \times C_2$	$P \times C_3$	$P \times C_4$	$P \times C_5$	$P \times C_6$	$P \times C_7$	$P \times C_8$
Редкометалльные	45	4,5	209,3	195,3	3,6	0,337	0,54	0,189	0,243
Слюданосные и керамические	55	0,22	184,3	242,0	1,1	0,033	0,055	0,028	0,083
Сумма	100	4,72	393,6	437,3	4,7	0,470	0,595	0,217	0,326
Среднее содержание в гранитных пегматитах		—	—	—	—	—	—	—	—

(Рябчиков, Соловьева, 1961; Рудовская, 1961; Шмакин, 1965), а также по многочисленным анализам минералов из этих пегматитов, выполненных в химической лаборатории ИМГРЭ на материале Г. Д. Сафровой, Л. Н. Рудовской, автора и др. Поскольку содержание всех редких элементов в данной группе пегматитов исключительно низко, то даже 2—3-кратная ошибка в определении их среднего несильно скажется на кларке.

В табл. 4, 6—8 содержания элементов были даны в окислах, поэтому для перехода к кларкам их следует пересчитать на элементы. Результаты этого пересчета помещены в табл. 9, где для сравнения приводятся и кларки по А. Е. Ферсману. Как видно из табл. 9, выведенные нами кларки гранитных пегматитов довольно сильно отличаются от кларков А. Е. Ферсмана. По сравнению с нашими кларки А. Е. Ферсмана завышены для лития в 7 раз, для бериллия в 23 раза, для рубидия, цезия и ниобия более чем в 2 раза, а для тантала, наоборот, кларк занижен почти в 3 раза. Заметно повысился кларк натрия и понизился кларк калия.

Наряду с кларками рассмотренных элементов А. Е. Ферсман сильно занизил кларк таллия и зависил кларк олова. Работами ряда исследователей (Воскресенская, 1959; Воскресенская и др., 1962; Одиладзе, 1958; Слепнев, 1961; Солодов, 1962а) установлено, что таллий в редкометалльных пегматитах всегда присутствует в количестве $n \cdot 10^{-4}$, а в

микроклин-альбитовом типе даже превышает 0,001%, и его среднее содержание для гранитных пегматитов может быть примерно оценено в 0,0002% (см. табл. 8), что в 20 раз выше кларка по А. Е. Ферсману.

Для олова кларк А. Е. Ферсмана равен 0,05%, однако такое содержание может быть принято в среднем лишь для альбит-сподуменового типа пегматитов. Все остальные промышленные типы редкометалльных пегматитов по содержанию олова беднее альбит-сподуменовых во много раз, а мусковитовые и керамические пегматиты содержат его в количестве менее 0,001%. Поэтому среднее содержание олова в гранитных пегматитах вряд ли превысит 0,003% (табл. 9).

Таблица 9

Кларки щелочных и редких элементов в гранитных пегматитах (в вес.%)

Элементы и их отношения	Промышленные редкометалльные пегматиты	Все редкометалльные пегматиты	Слюдоносные и керамические пегматиты	Все гранитные пегматиты	Кларк пегматитов по А. Е. Ферсману
Li	0,30	0,046	0,002	0,022	0,15
Be	0,016	0,0043	0,0004	0,0022	0,05
Na	3,22	3,44	2,48	2,92	2,15
K	2,79	3,60	3,65	3,63	4,25
Rb	0,127	0,073	0,018	0,048	0,09
Nb	0,007	0,0038	0,0010	0,0023	0,005
Sn	0,03 *	0,006 *	0,0008 *	0,003 *	0,05
Cs	0,040	0,0081	0,0014	0,0044	0,01
Ta	0,0094	0,0034	0,0004	0,0018	0,0007
Tl	0,0005 *	0,00035 *	0,00008 *	0,0002 *	0,00001
Na/K	1,2	0,9	0,7	0,8	0,5
K/Rb	22	49	203	84	47
K/Cs	70	444	2607	825	425
K/Tl	5580	10286	45625	18150	425000
Rb/Cs	3,2	9	13	10	9
Rb/Tl	254	209	225	215	9000
Cs/Tl	80	23	18	22	1000
Ta/Nb	1,3	0,9	0,4	0,8	0,14

* Приблизительное содержание.

Сравнивая подсчитанные нами кларки с кларками кислых пород по А. П. Виноградову (1962), нетрудно видеть, что в пегматитах наибольшее накопление по сравнению с гранитами наблюдается у олова и цезия (в 9—10 раз), затем у лития, тантала и бериллия (в 5,5—4 раза), в меньшей степени у рубидия (в 2 раза). Таллий и ниобий накапливаются незначительно, всего на 15—25%. В редкометалльных пегматитах накопление, естественно, по всем элементам гораздо существеннее (табл. 9).

Мы рассмотрели кларки гранитных пегматитов лишь для щелочных и редких элементов, выбор которых неслучаен, так как они являются ведущими элементами пегматитового процесса. По мере накопления наших знаний о содержании других элементов будет нетрудно подсчитать по предложенной выше схеме и их кларки в гранитных пегматитах.

**Распределение элементов по типам
редкометалльных пегматитов,
в пегматитовых телах и зонах**

Калий и натрий

Геохимия калия и натрия в пегматитовом процессе представляет совершенно особый интерес, так как изменение их содержания в расплаве-растворе наряду с изменением содержания третьего главного щелочного элемента—лития—определяет эволюцию щелочности среды минералообразования, а щелочность среды, в свою очередь, сильно влияет на время перехода в твердую фазу редких элементов.

Несмотря на очевидную важность изучения геохимии калия и натрия в пегматитовом процессе, вопрос этот остается чрезвычайно слабо изученным особенно для редкометалльных пегматитов.

А. Е. Ферсман (1940, стр. 243) более четверти века назад с явным сожалением констатировал: «У нас не только нет в распоряжении точных настоящих анализов крупнозернистых пегматитов, но и до сих пор почти нет валовых химических анализов пегматитов по отдельным типам или геофазам» (зонам). Надо сказать, что до последнего времени положение в этом отношении почти не изменилось. Работы А. И. Гинзбурга (1955б), Г. Г. Родионова (1965) и И. В. Давиденко (1965), посвященные геохимии щелочных элементов, основаны на качественной характеристике процесса, т. е. по сути дела сводятся к переводу минерального состава пегматитов на химический язык. Не отрицая возможности такого подхода к анализу геохимии пегматитового процесса, мы не можем в то же время не указать, что этот метод, если его не сочетать с точными анализами представительных проб по пегматитам и отдельным комплексам, не может привести к стройной геохимической схеме ввиду субъективного толкования последовательности образования главных минералов. В самом деле, если считать, что микроклин всегда образуется раньше альбита, как это до сих пор полагают многие геологи, то, естественно, приходится сделать вывод о накоплении натрия относительно калия к концу процесса. Однако анализ фактического материала показывает, что основная масса альбита в редкометалльных пегматитах очень часто (а в альбитовых и альбит-сподуменовых жилах практически всегда) образуется раньше главной массы микроклина. Тогда к концу процесса калий будет накапливаться по отношению к натрию. Поскольку же единства мнений в этом вопросе нет, то и геохимия калия и натрия в пегматитовом процессе при таком методе ее изучения не может представлять строгой картины.

Поэтому за основу изучения геохимии главных щелочных элементов (равно как и других) в пегматитовом процессе мы приняли точные химические анализы представительных проб различных типов пегматитов и составляющих их зон. При этом за начало пегматитового процесса мы считаем образование краевой зоны. Она самая ранняя, так как пересекается всеми другими внутренними зонами, но никогда сама не пересекает их. Концом гипогенного процесса мы считаем самую центральную зону, потому что она сечет своими апофизами окружающие зоны, но никогда сама не пересекается их апофизами. В асимметрично-зональных пологопадающих пегматитовых телах зону у висячего бока мы считаем более поздней по отношению к зоне лежащего бока, ибо в крутопадающих симметрично-зональных телах первая, как мы уже говорили выше, располагается после второй.

Способ образования зон (свободная кристаллизация, замещение или перекристаллизация) не влияет на последовательность их возникно-

вения, т. е. очередность смены зон от зальбандов к центру жил отражает порядок их образования, так как зоны замещения в пегматитовых телах представляют собой результат автометасоматической реакции отжигаемого пегматитового расплава-раствора с уже затвердевшими зонами, а зоны перекристаллизации обязаны своим возникновением процессу, протекающему синхронно с затвердеванием пегматитового расплава под воздействием межзерновых растворов, постоянно пополняющихся за счет привноса из продолжающегося консолидироваться пегматитового расплава-раствора. Обоснование этих представлений было дано нами ранее (Солодов, 1959а, б, 1962б, 1969а), и к этому вопросу мы еще вернемся в главе IV.

Такой методический подход к изучению геохимии пегматитового процесса обладает двумя очевидными преимуществами. Во-первых, геохимические исследования приобретают определенную стройность. В них исчезает элемент субъективизма. Результаты, полученные разными исследователями, становятся сопоставимыми. Геохимия приобретает сухую, но строгий количественный язык цифр.

Во-вторых (и это не менее важно), поскольку горняк отрабатывает пегматиты и отдельные их зоны, а не проблематичные стадии процесса, то геолог должен точно сказать, где, в каком типе пегматита и в какой зоне сколько и какого металла заключено. В своей практической деятельности мы оцениваем не стадии процесса, а пегматиты и их зоны. Так их и следует изучать на содержание элементов.

Представления предшествующих исследователей о геохимии калия и натрия могут быть сведены к нескольким положениям.

1. А. Е. Ферсман (1940) полагал, что натрий является типичным элементом «более удаленных от очага пегматитов», тогда как «пегматиты около очага богаче калием».

2. По мнению А. Е. Ферсмана, натрий — «типичный элемент более поздних геофаз», в то время как «для калиевых пегматитов типичны геофазы В—С—Д». Этой же схемы по существу придерживался и К. А. Власов (1952), относивший стадию редкометального замещения, минералогически представленную главным образом альбитом к последней стадии пегматитового процесса. Та же идея развивается Г. Г. Родионовым (1965) и И. В. Давиденко (1965), которые после двух калиевых этапов различают наряду с кремниевыми этапами и этапами гидролиза еще два натриевых этапа. Гораздо более гибкую схему эволюции щелочных элементов предложил в свое время А. И. Гинзбург (1955а), различавший в стадии первичной кристаллизации кальциево-натриевый, калиевый и литиевый этапы и в стадии замещения еще дополнительно три поздних этапа: натриевый (альбитизация), калиевый (мусковитизация) и литиевый (лепидолитизация).

3. Никто из предыдущих исследователей специально не занимался вопросом поведения калия и натрия в пегматитовых телах с глубиной. Однако анализ вертикальной зональности пегматитовых тел по А. Е. Ферсману (1940) и К. А. Власову (1952, 1961) не оставляет сомнений в том, что, по их мнению, верхи жил должны быть богаче натрием и беднее калием.

4. По А. Е. Ферсману, накопление натрия (и понижение содержания калия) в поздних геофазах, верхах жил и в удаленных от очага пегматитах вызвано одной и той же причиной — понижением температуры пегматитового процесса.

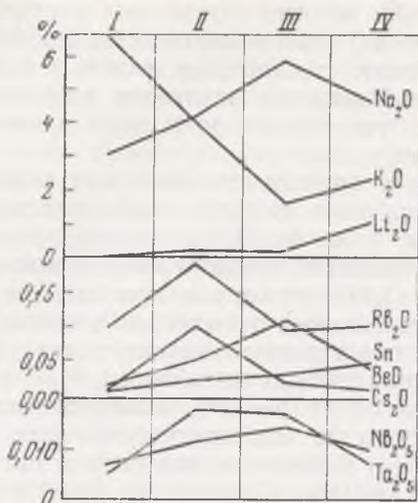
Забегая несколько вперед, заметим, что только первое положение, на наш взгляд, совершенно правильно, все остальные требуют значительного уточнения. Но сначала рассмотрим имеющийся в нашем распоряжении фактический материал по распределению калия и натрия в пегматитах.

Среднее содержание K_2O и Na_2O во всех гранитных пегматитах (включая слюдоносные и керамические) равно соответственно 4,37 и 3,9% (см. табл. 8), т. е. по сравнению с кларками калия и натрия для гранитов (Виноградов, 1962) наблюдается некоторое возрастание в соответствии с общей тенденцией увеличения роли этих элементов в ходе магматической дифференциации.

Среднее содержание K_2O и Na_2O в промышленных типах редкометалльных пегматитов, которые впредь лишь и будут нами рассматриваться, составляет 3,36 и 4,35% (см. табл. 6). Показательно, что если в гранитах и во всех гранитных пегматитах (включая слюдоносные и непромышленные редкометалльные) калий несколько преобладает над натрием, то в промышленных редкометалльных пегматитах в целом натрия больше калия. Однако в различных парагенетических типах редкометалльных пегматитов их соотношение сильно колеблется. Как видно из табл. 4, содержание K_2O уменьшается от 5—10% в микроклиновых пегматитах до 1—2,5% в альбитовых и альбит-сподуменовых (см. фиг. 31), что находит свое отражение в одновременном резком падении количества микроклина от 60—65 до 5—15%. Содержание Na_2O в этом направлении, несмотря на очень значительное возрастание количества альбита (от 5—10 до 45—50%), хотя и увеличивается, но довольно слабо — от 3 до 4,5%. В среднем содержание натрия в альбит-сподуменовых пегматитах всего лишь в 1,3—1,6 раза выше, чем в микроклиновых, а в отдельных жилах любого типа оно может быть даже на уровне микроклиновых пегматитов. Поэтому геохимическая специфика отдельных типов пегматитов в отношении этих двух ведущих щелочных элементов обусловлена в основном неодинаковым содержанием калия в различных типах пегматитов. Сильная разница в количестве альбита между крайними типами (5—8 раз) при весьма незначительных изменениях в содержании натрия (1,3—1,6 раза) объясняется тем, что от микроклиновых пегматитов к альбит-сподуменовым изменяется форма нахождения натрия. В микроклиновых пегматитах основная масса его представлена пертитовыми вростками в калиевом полевошпате, количество которых в последнем обычно составляет 25—35%, а также изоморфной примесью в микроклине. По мере перехода к альбит-сподуменовым пегматитам содержание в микроклине пертитовых вростков постепенно падает почти до нуля; наряду с этим резко уменьшается и количество микроклина. Поэтому натрий все больше и больше начинает образовывать самостоятельные выделения альбита, а на долю пертитовых вростков и изоморфной формы его нахождения почти ничего не остается.

Отношение Na_2O/K_2O , равное в микроклиновых пегматитах примерно 0,5, повышается через микроклин-альбитовые к альбитовым и альбит-сподуменовым до 2—4.

Содержание суммы окислов щелочных элементов заметно уменьшается от 9,7% в микроклиновых пегматитах до 8,2% в альбит-сподуменовых, что объясняется возрастанием в этом направлении роли кварца, а также заменой «тяжелого» калия более легкими щелочными металлами. Однако минимум их содержания отмечается в альбитовых пегматитах (7,9%) из-за самого высокого количества в них кварца. Эти пегматиты и по количеству натрия и калия несколько выпадают из общей плавной кривой изменения их содержания от раннего микроклинового к позднему альбит-сподуменовому типу. Натрия в альбитовых пегматитах немного больше, чем в соседнем более позднем альбит-сподуменовом типе. И это вполне естественно, потому что в последнем снижение содержания натрия в значительной мере компенсируется высоким процентом лития. Содержание калия, наоборот, в альбитовых пегматитах меньше, чем в альбит-сподуменовых (фиг. 31).



Фиг. 31.
Распределение щелочных и редких элементов по типам редкометальных пегматитов

Пегматиты:
I — микроклиновые,
II — микроклин-альбитовые,
III — альбитовые,
IV — альбит-сподуменовые

Последовательное возрастание роли натрия и уменьшение роли калия от микроклиновых к альбит-сподуменовым пегматитам объясняется неодинаковым содержанием их в исходном пегматитовом расплаве-растворе, дающем начало разным типам, что, в свою очередь, определяется одновременным отщеплением этих элементов из магматического очага. Если мы вспомним, что микроклиновые пегматиты (самые ранние) находятся вблизи магматического очага, а с удалением от него располагаются микроклин-альбитовые, альбитовые, затем самые поздние альбит-сподуменовые (Солодов, Филиппова, 1965), то тем самым должны будем констатировать справедливость положения А. Е. Ферсмана о накоплении калия в пегматитах вблизи очага, а натрия в пегматитах, расположенных вдали от него.

В какой-то мере обеднение двух последних типов калием объясняется также сильным выносом этого элемента во вмещающие породы в процессе становления низкотемпературных пегматитов. Например, вокруг альбитовых пегматитов иногда наблюдается экзоконтактовая зона интенсивной биотитизации мощностью до 2—3 м со средним содержанием биотита 5—10%. Несложные расчеты показывают, что в этом случае происходит потеря до 40% калия, содержащегося в пегматитовом расплаве-растворе, который дает начало альбитовым пегматитам.

Распределение калия и натрия по мощности пегматитовых тел рассмотрим на примере пегматитов одной из изученных нами пегматитовых провинций Казахстана. Каждый перелом на графике (фиг. 32) соответствует среднему содержанию элемента в зоне (содержание по кварцевым ядрам для упрощения опущено). Рассмотрим распределение калия и натрия по мощности жил отдельно в каждом типе пегматитов. По мощности микроклиновых пегматитов от зальбандов к центру жил наблюдается падение содержания натрия и возрастание калия, что вызывается уменьшением примеси альбита в зонах, а также понижением количества пертитовых вростков в самом микроклине. Эта тенденция иногда нарушается в самом центре жил из-за появления по периферии кварцевого ядра небольших гнезд клевеландита, являющихся зачатком будущих альбитовых зон микроклин-альбитовых пегматитов.

По мощности альбитовых пегматитов содержание калия к центру жилы увеличивается, а натрия уменьшается, поскольку существенно альбитовые внешние зоны сменяются в центре зонами блокового микроклина II и чешуйчатого мусковита (см. табл. 2).

Аналогичная картина поведения калия и натрия наблюдается в альбит-сподуменовых пегматитах (фиг. 32, а, б), так как в них краевая кварц-альбитовая зона сменяется к центру жил кварц-альбит-сподуменовой зоной, всегда содержащей то или иное количество микроклина, а иногда даже зоной блокового микроклина II (см. фиг. 15—17).

В микроклин-альбитовых пегматитах изменение содержания калия и натрия по мощности жил имеет синусоидальный характер из-за чередования существенно альбитовых зон с зонами существенно микроклинными или слюдяными. Но и в этих пегматитах отчетливо устанавливается та же общая для всех типов пегматитов тенденция: к центру жил содержание калия возрастает, а натрия уменьшается. Это особенно заметно, если сравнить между собой содержания этих элементов в зонах одного и того же состава, т. е. альбитовые с альбитовыми, микроклинные с микроклинными, слюдяные со слюдяными (фиг. 33).

На примере хорошо зональных микроклин-альбитовых пегматитов отчетливо устанавливается, что пегматитовый процесс, если не считать образования кварцевых ядер, заканчивается формированием зоны чешуйчатого мусковита или лепидолита и зоны блокового микроклина II (см. фиг. 6), т. е. из двух главных щелочных элементов последним из раствора переходит в твердую фазу калий (если говорить об основной массе этих элементов). К этому же выводу пришел и А. И. Гинзбург (1955б), поскольку, по его мнению, процесс заканчивается этапами мусковитизации (поздний калиевый этап) и лепидолитизации (поздний литиевый этап), ибо лепидолит — это не только литий, но и опять-таки калий.

Таким образом, во всех типах пегматитов от зальбандов к центру жил увеличивается содержание калия и уменьшается содержание натрия, хотя в микроклин-альбитовых пегматитах это наблюдение следует квалифицировать скорее как общую тенденцию, чем как закономерность, так как здесь на ранних стадиях борьба «за первенство» между калием и натрием идет с переменным успехом.

Отсюда следует также, что широко распространенные представления А. Е. Ферсмана о накоплении в поздних геофазах натрия, а в ранних калия противоречат наблюдаемым в природе фактам.

Такое распределение калия и натрия по мощности жил объясняется в основном соотношением их энергетических показателей. Ниже мы более подробно покажем, что из двух близких по геохимическим свойствам элементов в первую очередь при прочих равных условиях в твердую фазу переходит тот, который обладает более высокими энергетическими показателями, например потенциалом ионизации. Поэтому в пегматитах альбит должен был бы образовываться раньше микроклина, так как натрий обладает большим потенциалом ионизации, чем калий, но в эту последовательность вносит коррективы концентрация.

В микроклинных пегматитах исходная концентрация калия так велика, что почти с самого начала образуется микроклин, хотя и в них нередко присутствует краевая альбитсодержащая зона гранит-пегматита. В микроклин-альбитовых пегматитах, примерно в равной степени изначально обогащенных обоими щелочными элементами, возможность образования микроклина возникает уже после непродолжительного этапа выделения альбита в краевой альбитовой зоне. Последующее формирование микроклинной зоны снова приводит к падению концентрации калия в растворе и к повышению концентрации натрия, что создает возможности для образования новой альбитовой зоны и т. д. В результате возникает типичное для микроклин-альбитовых пегматитов чередование существенно альбитовых и существенно микроклинных зон, которое в хорошо зональных пегматитах иногда повторяется трижды. Альбит образуется перед графической кварц-микроклинной

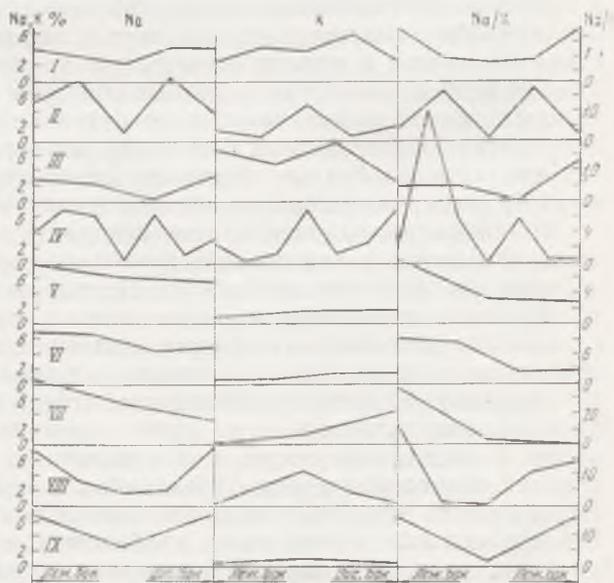
зоной в зоне гранит-пегматита, затем перед зоной блокового микроклина I (зона мелкозернистого альбита), далее перед зоной блокового микроклина II (зоны сахаровидного и мелкопластинчатого альбита, клевеландита, кварц-клевеландит-сподумена и др.). В альбитовых же и альбит-сподуменных пегматитах, изначально сильно обогащенных натрием, микроклин получает возможность выделяться лишь на поздних стадиях (блоковый микроклин II), когда из-за выделения альбита в пегматитовом расплаве-растворе понизится концентрация натрия.

Заканчивая анализ распределения главных щелочных элементов по мощности жил, отметим еще одну весьма важную закономерность. В пологопадающих пегматитовых телах содержание калия у висячего бока, как правило, выше, чем у лежачего; для натрия наблюдается обратная картина. Иногда у висячего бока микроклиновой зоне соответствует зона альбитового состава у лежачего бока.

Но если даже с обоих боков развита одна и та же зона смешанного состава (т. е. микроклин-альбитовая), то и в этом случае она обычно заметно богаче микроклином со стороны висячего бока, а альбитом — со стороны лежачего. В результате кривые распределения калия и натрия по мощности пологопадающих жил всегда имеют асимметричный вид: максимумы первого смещены к висячему боку, второго — к лежачему (см. фиг. 32). Предположительное объяснение этому мы дадим несколько ниже.

Распределение калия и натрия по падению пегматитовых тел было достаточно подробно рассмотрено в главе II при описании вертикальной зональности. Поэтому здесь остановимся лишь на главных закономерностях.

При вертикальной зональности первого рода (без изменения типа пегматита с глубиной) по падению микроклиновых пегматитов происходит последовательное выклинивание кварц-микроклиновых зон блоковой, пегматоидной и графической структуры и корни тел оказываются сложенными одной неравнозернистой кварц-альбит-микроклиновой зоной, т. е. внизу жил увеличивается содержание альбита, а значит, возрастает роль натрия и падает содержание калия.



Фиг. 32.

График изменения содержания натрия и калия (а), а также отношений Na/K , K/Rb и K/Cs (а, б) по мощности пегматитовых тел разных типов

Пегматиты:

I — микроклиновые,

II-IV — микроклин-альбитовые,

V-VIII — альбитовые,

IX — альбит-сподуменные

По падению микроклин-альбитовых пегматитов обычно исчезают зоны чешуйчатого лепидолита, блокового микроклина I и II, а графическая кварц-микроклиновая зона преобразуется в неравнозернистую кварц-альбит-микроклиновую. И хотя книзу распространение кварц-мусковитового комплекса возрастает, это не может компенсировать общего довольно сильного уменьшения содержания микроклина, а следовательно, и калия. Наоборот, содержание альбита, т. е. натрия, с глубиной увеличивается.

В альбитовых пегматитах с глубиной исчезают зоны чешуйчатого мусковита и блокового микроклина II, что также приводит к уменьшению роли калия и возрастанию за его счет роли натрия.

Аналогичная картина наблюдается и в альбит-сподуменовых пегматитах, в которых по падению исчезает зона блокового микроклина II, что хорошо прослеживается и по анализам керновых проб (табл. 10). Правда, эти пегматиты нередко характеризуются исключительной выдержанностью своего строения и минерального состава по падению, поэтому иногда на протяжении сотен метров анализы не показывают сильных изменений (табл. 10).

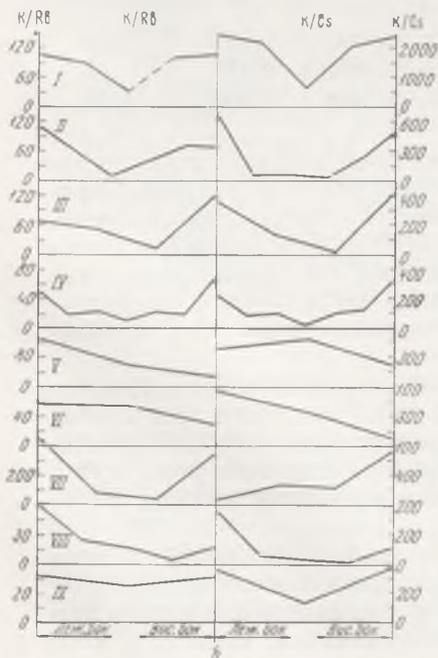
Во всех типах пегматитов показательно довольно быстрое выклинивание с глубиной микроклиновых зон и выдержанное поведение альбитовых. Во всех типах существенно микроклиновые зоны могут постепенно преобразовываться в микроклин-альбитовые, а последние — в существенно альбитовые; обратных переходов не наблюдалось.

При вертикальной зональности второго рода (с изменением типа пегматита по падению жил), как мы уже отмечали в главе II, в природе известны лишь переходы микроклиновых пегматитов в микроклин-альбитовые, а последних — в альбитовые или альбит-сподуменовые, т. е. опять-таки с глубиной уменьшается роль микроклина, а соответственно и калия, вследствие увеличения роли альбита и натрия.

Таким образом, при вертикальной зональности как первого, так и второго рода в пегматитовых телах с глубиной уменьшается содержание калия и возрастает содержание натрия, что полностью противоположно известным представлениям А. Е. Ферсмана (1940) и К. А. Власова (1952, 1961) о вертикальной зональности пегматитовых тел.

В поисках причин такого распределения натрия и калия при вертикальной зональности пегматитов обращает на себя внимание тот факт, что микроклин занимает верхнее положение не только по падению жил, но и по их мощности, накапливаясь в пологопадающих телах у всячего бока, а в крутопадающих — в апикальной части их.

В этой связи можно высказать следующее предположение. В последние годы при производстве ситаллов в процессе детальных научно-исследовательских работ с применением новейших методов исследования (Стеклообразное состояние, 1963) было установлено, что в предкристаллизационный период силикатный расплав имеет структуру, сходную с кристаллическим веществом, и связи между атомами в нем напоминают связи в молекулах



Изменение содержания (в %) щелочных элементов и бериллия по падению альбит-сподуменового пегматита при вертикальной зональности первого и второго рода

Глубина пересечения жилы от ее выходов на поверхность, м	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	Li ₂ O	Rb ₂ O	$\frac{K_2O}{Rb_2O}$	Cs ₂ O
--	-------------------	------------------	----------------------	-------------------	-------------------	----------------------	-------------------

Пегматит с вертикальной зональностью первого рода

45	5,75	1,29	0,22	0,83	0,100	12,9	0,003
95	3,73	0,93	0,25	1,88	0,025	27,0	0,003
145	5,65	0,59	0,10	0,75	0,010	37,0	Не обн.
260	6,09	1,05	0,17	1,05	0,046	23,3	0,004

Пегматит с вертикальной зональностью второго рода

48	3,23	6,65	2,06	0,54	0,427	15,6	0,012
85	3,77	4,75	1,26	0,71	0,356	13,4	0,010
192	4,23	1,42	0,34	1,39	0,081	17,5	0,002

Глубина пересечения жилы от ее выходов на поверхность, м	$\frac{K_2O}{Cs_2O}$	$\frac{Rb_2O}{Cs_2O}$	BeO	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	$\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5}$
--	----------------------	-----------------------	-----	--------------------------------	--------------------------------	---------------------------

Пегматит с вертикальной зональностью первого рода

45	430	33	0,006	0,0038	0,0078	0,49
95	310	8	0,015	0,0031	0,0116	0,27
145	—	—	0,012	0,0050	0,0109	0,46
260	260	11	0,015	0,0063	0,0172	0,37

Пегматит с вертикальной зональностью второго рода

48	550	35	0,010	0,0060	0,0125	0,48
85	480	36	0,009	0,0050	0,119	0,42
192	710	40	0,009	0,0012	0,0047	0,25

будущих твердых минералов. Отсюда можно предполагать, что и пегматитовый расплав имеет строение, сходное с молекулами будущих породообразующих минералов, т. е. в первую очередь микроклина и альбита. Поскольку удельный вес микроклина (2,57) заметно меньше удельного веса альбита (2,63), то молекулоподобные соединения первого в расплаве будут всплывать и занимать верхние части жил, а второго — опускаться, накапливаясь в их нижних участках (подробнее см. главу IV).

Вполне очевидно, однако, что это далеко не единственная причина обогащения корней жил альбитом. Поскольку по мощности жил альбита всегда больше в краевых зонах (или они вообще являются альбитовыми) и так как при вертикальной зональности первого рода с глубиной жила оказывается сложенной одними внешними зонами, то ее корни тоже должны быть богаче альбитом.

Подводя итог сказанному, можно сделать вывод, что распределение калия (равно как и натрия) по мощности и падению жил взаимосвязано, поскольку в обоих случаях оно частично управляется одним и тем же фактором — кристаллизационной дифференциацией. Наряду с этим

на характере распределения калия (и натрия) по падению жил (а также по мощности пологопадающих тел) сильно сказывается проявление гравитационной сепарации пегматитового расплава в предкристаллизационный период (см. главу IV).

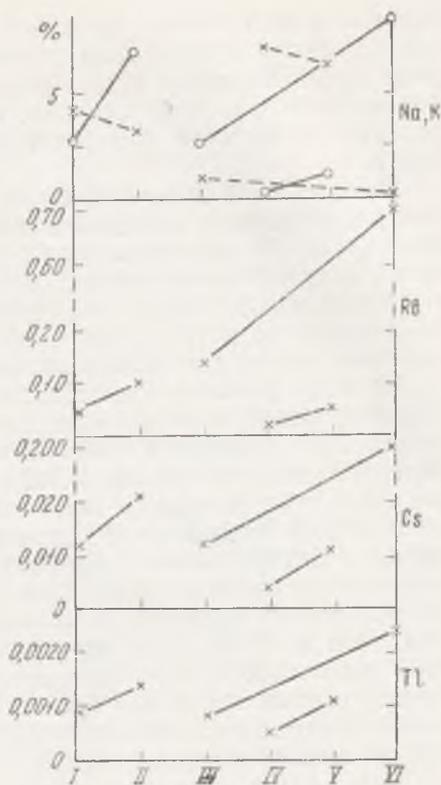
Совершенно особо следует подчеркнуть, что распределение калия (как и натрия) по типам пегматитов, т. е. с удалением их от материнского очага, не имеет ничего общего (более того, оно прямо противоположно) с их распределением по мощности и падению в самих пегматитовых телах. Иначе говоря, если калием обогащены пегматиты наиболее ранние, расположенные вблизи от магматического очага, то в самих пегматитовых телах им обогащены более поздние, центральные зоны, а по восстанию жил — их верхи, т. е. наиболее удаленные от очага участки. Натрий, соответственно, обогащает наиболее поздние типы пегматитов, расположенные вдали от материнского очага, но в самих пегматитах он накапливается во внешних, т. е. ранних, зонах и в корнях пегматитов.

При оценке пегматитов необходимо помнить об этом строго обратном характере распределения калия (и натрия) от раннего к позднему типу пегматитов по отношению к его распределению по мощности и падению отдельных жил.

В заключение заметим, что поведение калия полностью противоположно поведению натрия в пегматитовом процессе, несмотря на большую близость этих элементов в химическом отношении. При их распределении как по типам пегматитов, так и по мощности или падению пегматитовых тел увеличение содержания одного всегда приводит к уменьшению содержания другого, и наоборот.

Рубидий и цезий

Геохимическое поведение рубидия и цезия в пегматитовом процессе было с поразительной точностью охарактеризовано А. Е. Ферсманом (1940). Правильность основных черт созданной им геохимической картины тем более поразительна, что в его распоряжении были главным образом отрывочные результаты других исследователей, изучавших содержание рубидия и цезия, как правило, лишь в отдельных минералах пегматитов. После А. Е. Ферсмана изучению геохимии рубидия и цезия



Фиг. 33.

Уменьшение содержания натрия (пунктир) и возрастание содержания калия, рубидия, цезия и таллия в зонах сходного состава от зальбандов (слева) к центру жилы (справа), по материалам Н. Г. Среденской

Крестиками и кружочками показано среднее содержание элементов в зонах:

- I — краевой среднезернистой кварц-микроклин-альбитовой,
- II — блокового микроклина I,
- III — кварц-мусковитовой,
- IV — сахаровидного альбита,
- V — кварц-клевеландитовой,
- VI — чешуйчатого лепидолита

уделялось достаточное внимание многими исследователями, однако их работы также продолжали основываться либо на анализах отдельных минералов (Adamson, 1942; Аренс, Либенберг, 1952; Дорфман, 1952; Боровик-Романова, А. Ф. Соседко, 1957, 1958), либо на случайном использовании материалов разведочного опробования пегматитов (Слепнев, 1961).

Поэтому, нам думается, будет полезным систематическое рассмотрение распределения рубидия и цезия в пегматитах, выполненное нами в свое время на месторождениях Монгольского Алтая (Китай) и Кольского полуострова (Солодов, 1959а, б, 1962в) и особенно детально на месторождениях Казахстана (1960—1964 гг.) и проведенное (что наиболее важно) по результатам анализа представительных проб пегматитовых жил различных типов и различных зон.

Из всего разнообразия геологических образований концентрация рубидия и цезия в пегматитах достигает наивысших значений. Среднее содержание рубидия в гранитных пегматитах (включая слюдоносные и керамические) составляет 0,043%, а цезия — 0,0044%. Промышленные же типы редкометалльных пегматитов содержат в среднем 0,127% первого и 0,040% второго, что соответственно в 6 и 80 раз выше по сравнению с материнскими гранитами. Отдельные же пегматитовые жилы с поллучитом содержат до 0,5% того и другого элемента, т. е. они в 20—30 раз богаче гранитов рубидием и в 1000 раз по содержанию цезия (см. табл. 4, 6—9). Судя по описаниям некоторых зарубежных пегматитов, среднее содержание цезия в жилах, видимо, даже может значительно превышать 0,5% (Бикита в Родезии, Монтгари в Канаде). Такого обогащения рубидием и особенно цезием не наблюдается ни в одном другом геохимическом процессе.

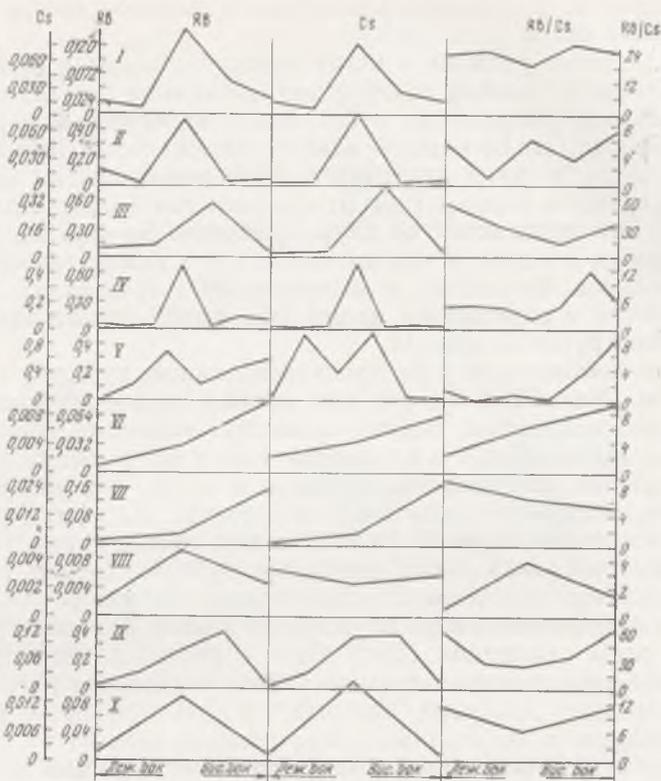
Результатом сильного накопления тяжелых щелочных элементов в микроклин-альбитовых пегматитах является то, что здесь в единственном генетическом типе геологических образований появляются их собственные минералы: поллучит и рубидиевый лепидолит (4,8% Rb_2O).

Рубидий значительно накапливается в пегматитах не только по абсолютному содержанию, но и относительно калия, а цезий — относительно рубидия и калия. Отношение K/Rb уменьшается от 170—200 в гранитах до 22 в промышленных редкометалльных пегматитах, а в отдельных жилах до 6. Отношение Rb/Cs и особенно K/Cs понижается еще более резко — соответственно от 40 и 6700—8400 в гранитах до 3 и 70 в промышленных типах редкометалльных пегматитов (см. табл. 9).

Среднее содержание цезия в различных парагенетических типах редкометалльных пегматитов неодинаково и колеблется в очень широких пределах — от 0,005 до 0,100% (см. табл. 4), т. е. крайние значения отличаются между собой в 20 раз. У рубидия гораздо менее значительны колебания среднего содержания в типах пегматитов (0,10—0,20%).

Наименьшие содержания цезия и рубидия свойственны микроклиновым и альбит-сподуменовым пегматитам. Эти типы представляют собой соответственно начальный и конечный члены в последовательном ряду эволюции магматических очагов, генерирующих пегматитовые расплавы. Уменьшение содержания цезия в начале и к концу эволюционного ряда вполне закономерно, поскольку данные типы пегматитов граничат соответственно с гранитами и гидротермально-пневматолитовыми образованиями, которые по сравнению с пегматитами обеднены обоими этими элементами.

Наиболее высокая концентрация рубидия и цезия наблюдается в микроклин-альбитовых пегматитах, являющихся центральным членом эволюционного пегматитового ряда. Отношения Rb/Cs , K/Rb и K/Cs в этих пегматитах имеют самые низкие значения, а в альбит-сподуме-



Фиг. 34. Изменение содержания рубидия и цезия, а также отношения Rb / Cs по мощности пегматитовых жил разного типа

Пегматиты: I — микроклиновые, II—V — микроклин-альбитовые, VI—IX — альбитовые, X — альбит-сподуменовые

новых и микроклиновых они, наоборот, достигают наивысших значений (см. табл. 4). Из этого можно сделать вывод, что распределение рубидия и особенно цезия по типам пегматитов обуславливается не их следованием за калием, который обычно считается их элементом-лидером, так как в этом случае наивысшее содержание данных элементов должно было бы иметь место в микроклиновых пегматитах, отличающихся наибольшим содержанием калия (см. табл. 4).

Для парагенезиса рубидия и цезия характерно, что наивысшая концентрация их наблюдается не во всех микроклин-альбитовых пегматитах, а только в тех, которые содержат в качестве второстепенной примеси сподумен и другие литиевые минералы, т. е. во втором подтипе этого типа. Иначе говоря, наибольшей концентрации рубидий и цезий достигают в калиево-натриевых пегматитах с литием. Таким образом, для их парагенезиса в гранитных пегматитах чрезвычайно показательна постоянная ассоциация одновременно со всеми щелочными элементами. В существенно калиевых пегматитах (микроклиновый тип), в которых относительно мало натрия и практически совсем нет лития, рубидий и цезий содержатся в относительно малых количествах. То же самое и в бедных калием, специфически натриевых (альбитовый тип) или натриево-литиевых (альбит-сподуменовый тип) пегматитах неизвестно не только поллуцита, но и даже богатых рубидием и цезием минералов, таких как лепидолит, воробьевит и др.

Из других элементов для высоких концентраций рубидия и цезия весьма характерна постоянная ассоциация с бериллием и в особенно-

сти с танталом, для которых намечается близкое время отделения из материнского очага.

Распределение рубидия и цезия непосредственно в пегматитовых телах представляет особый интерес для понимания их геохимии. По мощности жил, не содержащих собственных цезиевых минералов, т. е. в микроклиновых, альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитах, содержание рубидия и цезия изменяется примерно симбатно калию и отчетливо возрастает в направлении от краевых зон к центральным (фиг. 34, табл. 11). Это происходит по двум причинам. Во-первых, рассеяние рубидия и цезия в одном и том же минерале в целом также возрастает с ходом процесса. Во-вторых, в перечисленных трех типах к центру жил увеличивается и содержание калия (см. выше), к которому геохимически тяготеют рубидий и цезий.

Полной симбатности в распределении калия, рубидия и цезия не наблюдается (фиг. 35, а, б), так как разные зонообразующие минералы неодинаково поглощают редкие щелочные элементы, например, слюды обычно богаче микроклина по содержанию в них рубидия и цезия.

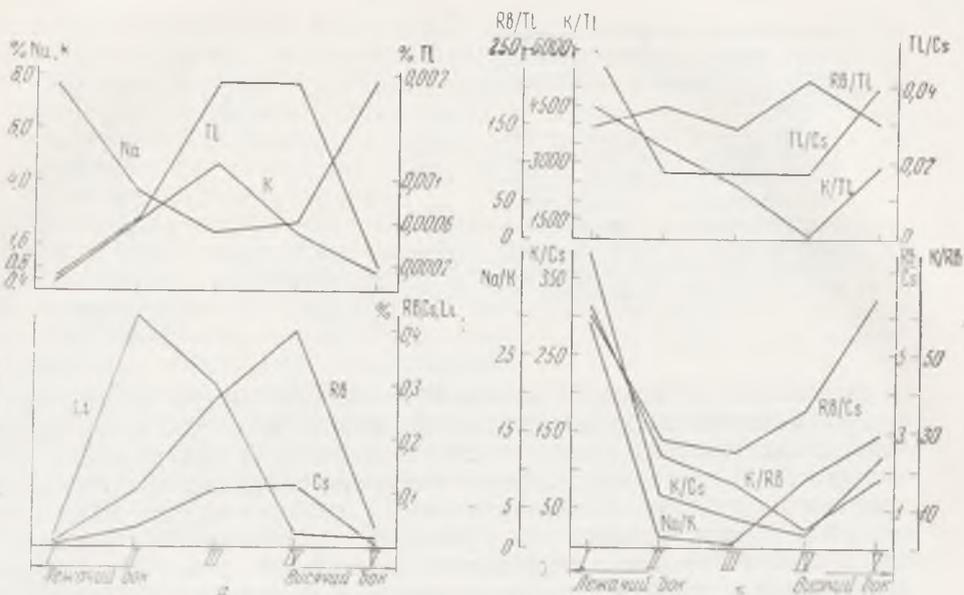
Наибольшая концентрация рубидия и цезия, как уже сказано, установлена в микроклин-альбитовых пегматитах. Характер распределения этих элементов мы изучали на нескольких жилах данного типа, причем во всех пегматитовых телах поведение рубидия (точно так же, как и цезия) оказалось практически одинаковым. Характер изменения их содержания рассмотрен ниже на примере жилы, наиболее детально изученной в этом отношении (фиг. 36). Поскольку в пегматитах рубидий находится в рассеянном состоянии (причем наиболее богаты им микроклин, лепидолит, поллуцит, розовый мусковит, розовый турмалин), то его распределение по мощности жил всецело зависит от распределения этих минералов. Поскольку наиболее распространенный из них — микро-

Таблица 11

Содержание (в %) щелочных и редких элементов и их отношения в групповых пробах по зонам альбит-сподуменовой пегматита

Зона	Количество керновых проб в групповой пробе	Распространенность зон, %	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	Li ₂ O	Rb ₂ O
Порфиробластовая кварц-альбитовая	8	25	7,92	0,58	0,07	0,22	0,014
Кварц-альбит-сподуменная	12	55	2,30	1,84	0,80	2,13	0,122
Блокового микроклина (местами альбитизирована)	5	10	3,76	5,95	1,58	0,29	0,405

Зона	Количество керновых проб в групповой пробе	Распространенность зон, %	$\frac{K_2O}{Rb_2O}$	Cs ₂ O	$\frac{K_2O}{Cs_2O}$	$\frac{Rb_2O}{Cs_2O}$	BeO
Порфиробластовая кварц-альбитовая	8	25	41	0,0015	387	9	0,013
Кварц-альбит-сподуменная	12	55	15	0,005	368	24	0,010
Блокового микроклина (местами альбитизирована)	5	10	15	0,014	425	29	0,007



Фиг. 35. Изменение содержания щелочных элементов и таллия (а), а также их отношений (б) по мощности альбитового пегматита

Зоны (I—III): I — тонкозернистая кварц-альбитовая, II — кварц-альбит-сподуменовая, III — блокового микроклина II; IV — гнезда жильбертита; V — клевеландит

клин образует свою собственную промежуточную зону, а все остальные минералы развиты только в центральной альбитовой зоне, то на кривой содержания рубидия наблюдаются два максимума — в зоне блокового микроклина I и в центральной альбитовой зоне, содержащей лепидолит, поллуцит, розовый мусковит, рубеллит и поздний микроклин II. В целом, несмотря на дополнительный максимум в промежуточной зоне (1,14%), содержание Rb_2O отчетливо возрастает от краевой зоны (0,32%) к центральной (0,90%).

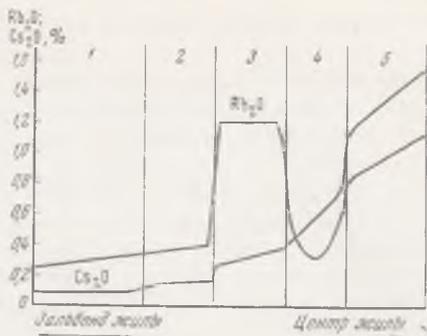
Содержание Cs_2O еще более отчетливо увеличивается от 0,1% в краевой зоне до 1,34% в центральной (фиг. 36). Причем во внешних зонах, где цезий находится в рассеянной форме, содержание цезия возрастает медленно за счет увеличения его рассеяния в различных породообразующих минералах. Затем в псевдографической кварц-альбитовой зоне, в которой появляется поллуцит, начинается быстрое возрастание содержания цезия, а в центральной зоне редкометального замещения, богатой поллуцитом, оно достигает максимума.

Таким образом, в микроклин-альбитовых пегматитах, отличающихся более сложным зональным строением и перемежаемостью альбитовых зон с существенно микроклинными и слюдяными зонами, распределение рубидия приобретает более сложный характер. Наряду с основной тенденцией накопления этого элемента к центру жил появляются дополнительные максимумы в промежуточных зонах или у висящего бока (фиг. 36, см. фиг. 34), что обусловлено соответствующим размещением зон существенно калиевого состава. Однако показательно, что если сравнивать между собой зоны одного и того же минерального состава, то внутренняя зона всегда богаче внешней по содержанию рубидия (см. фиг. 33).

В поллуцитосодержащих жилах концентрация цезия в отличие от концентрации рубидия последовательно увеличивается от зальбандов к центру тел независимо от состава зонообразующих минералов (фиг. 36).

Фиг. 36. Характер распределения рубидия и цезия по мощности микроклин-альбитового пегматита

Зоны: 1 — таблитчатого альбита, 2 — кварц-альбит-сподуменовая, 3 — блокового микроклина I, 4 — псевдографическая кварц-альбитовая, 5 — пространственно не разоб-щенные зоны мелкопластинчатого альбита, чешуйчатого лепидолита и блокового кварца с поллуцитом



Наивысшее содержание цезия, достигающее иногда многих процентов, наблюдается либо в самом центре жил, если отсутствует кварцевое ядро, либо непосредственно возле последнего. В центральных частях пегматитовых тел валовое содержание цезия иногда намного превышает содержание рубидия. Это единственный случай в природе, когда порода содержит цезия больше, чем рубидия, что объясняется повышенной способностью первого к накоплению. Показателем способности к накоплению может служить степень обогащения центральной зоны по сравнению с содержанием того же элемента в краевой зоне. Так, содержание цезия в центральной зоне иногда в 30 и даже в 100 с лишним раз выше по сравнению с его содержанием в краевой зоне, в то время как у рубидия эти содержания обычно отличаются не более чем в несколько и очень редко в десятки раз. Это объясняется тем, что рубидий, будучи по размеру ионного радиуса гораздо ближе к калию, сильнее рассеивается в калиевых минералах.

Отношения Rb/Cs (см. фиг. 35), K/Rb и K/Cs (см. фиг. 32) по мощности пегматитовых тел всех типов, как правило, уменьшаются к центру жил.

В отличие от рубидия, который геохимически сильно тяготеет к калию, цезий довольно близко следует за калием лишь в случае низкой концентрации, когда он не образует собственного минерала поллуцита. Сильная концентрация цезия на конечных стадиях пегматитового процесса позволяет ему вырваться из-под власти калия, и его пути миграции здесь сходятся с натрием, поскольку поллуцит парагенетически всегда тесно связан с зоной мелкопластинчатого альбита — самой поздней из всех альбитовых зон. Даже в тех случаях, когда поллуцит образует собственную зону, в ней всегда значительна примесь альбита.

На поздних стадиях пегматитового процесса геохимические пути миграции цезия также сходятся с литием. Поллуцит всегда ассоциирует с минералами лития — лепидолитом, сподуменом, амблигонитом, петалитом, эвкрипитом, литиево-цезиевым бериллом, литиевым турмалином и т. п.

По падению жил в случае вертикальной зональности первого рода содержание рубидия и цезия во всех типах пегматитов уменьшается в связи с понижением в этом направлении содержания калия — их элемента-лидера. В поллуцитсодержащих жилах содержание цезия уменьшается также из-за выклинивания богатых цезием зон мелкопластинчатого альбита и чешуйчатого лепидолита. В альбит-сподуменовых пегматитах, как известно, отличающихся исключительной выдержанностью минерального состава и внутреннего строения на большую глубину, иногда содержание рубидия и цезия остается практически постоянным, так же как и порообразующих щелочных элементов (см. табл. 10, зональность первого рода).

В случае вертикальной зональности второго рода содержание рубидия и цезия с глубиной может возрастать, когда микроклиновый пегматит по падению переходит в микроклин-альбитовый с литиево-цезиевой минерализацией. Если имеет место переход микроклин-альбитового типа в альбитовый или альбит-сподуменовый, содержание рубидия и цезия понижается, а отношения K/Rb , K/Cs и Rb/Cs возрастают (см. табл. 10, зональность второго рода).

В отдельных зонах распределение цезия изучено только в поллцит-содержащей зоне мелкопластинчатого альбита, по мощности которой содержание цезия возрастает к центру жил (см. фиг. 36). На это указывает и распределение поллцита, основная масса которого в хорошо зональных пегматитах всегда приурочивается к границе зоны мелкопластинчатого альбита и блокового кварца.

Таким образом, содержание рубидия и цезия от самого раннего микроклинового типа пегматитов (расположенного ближе всех других редкометалльных пегматитов от материнского очага) к микроклин-альбитовому довольно быстро возрастает, а затем постепенно (для цезия резко) уменьшается к поздним типам пегматитов — альбитовым и затем альбит-сподуменовым (расположенным на наибольшем удалении от материнского очага), не обнаруживая корреляции с калием. По мощности и падению пегматитовых тел их распределение в целом симбатно калию, т. е. возрастает к центру и верхам жил.

Т а л л и й

Сведения о поведении таллия в редкометалльных гранитных пегматитах весьма отрывочны (Слепнев, 1961, Солодов, 1962а, в; Сретенская, 1963), несмотря на то, что со времени первых работ В. И. Вернадского (1909б) по геохимии этого элемента прошло более полувека. В большинстве случаев работы по таллию базируются на анализах отдельных минералов. К сожалению, приводимые нами здесь материалы не могут претендовать на систематический анализ, хотя геохимическое поведение таллия в пегматитовом процессе в целом вырисовывается достаточно отчетливо.

Среднее содержание таллия во всех гранитных пегматитах примерно равно 0,0002% (см. табл. 9), что по сравнению с гранитами составляет очень небольшое увеличение — всего на 30%. Среднее содержание таллия в промышленных типах редкометалльных пегматитов несколько больше — 0,0005%, однако и в этом случае увеличение по сравнению с материнскими породами достигает всего лишь трехкратного. Такое незначительное накопление таллия в пегматитах, несмотря на большой размер радиуса его одновалентного иона (1,49 Å), по всей вероятности, объясняется двойственностью его геохимических свойств. Можно предполагать, что часть таллия из-за своих халькофильных свойств уходит в гидротермы. Другая же часть его благодаря литофильным свойствам увлекается из магматического очага вслед за калием и рубидием в пегматиты.

Геохимическое поведение таллия в пегматитовом процессе зависит больше всего (из пороодообразующих элементов) от калия и практически полностью повторяет поведение рубидия¹ ввиду совпадения их валентности и размера ионных радиусов. Наибольшее количество таллия тоже отмечается в микроклин-альбитовом типе, в отдельных жилах которого его среднее содержание достигает 0,0030% (Солодов, 1962в). От этого типа как к микроклиновым, так и к альбит-сподуменовым пегматитам наблюдается значительное уменьшение его содержания до

¹ В некоторых случаях поведение таллия больше всего сходно с распределением цезия (см. фиг. 35, а, б).

Характер изменения содержания (в %) лития, таллия и отношений взаимно коррелирующихся элементов по мощности микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов

Зоны в последовательности их расположения от зальбандов к центру жил	Li	Tl	K/Tl	Rb/Tl	Tl/Cs
--	----	----	------	-------	-------

Альбитовые пегматиты второго подтипа

Сахаровидного альбита (лежащий бок)	0,013	0,0001	2700	43	0,143
Клевеландита (висячий бок)	0,010	0,0002	2675	150	0,04
Кварц-клевеландит-сподуменовая	0,43	0,0003	4100	173	0,017
Грубопластинчатого альбита	0,004	0,0003	3333	160	0,023
Кварц-микроклиновая (дробленка)	0,093	0,0019	2426	142	0,017
Гнезда жильбертита	0,024	0,0019	1050	210	0,017

Микроклин-альбитовые пегматиты второго подтипа

Мелкопластинчатого альбита	0,027	0,0001	—	130	—
Блокового микроклина	0,094	0,0023	—	131	—
Кварц-мусковитовый комплекс	0,333	0,0009	—	251	—
Кварц-клевеландит-сподуменовый комплекс	1,01	0,0005	—	223	—
Гнезда чешуйчатого мусковита	0,752	0,0022	—	192	—
Гнезда чешуйчатого лепидолита	1,180	0,0037	—	93	—
Гнезда микрочешуйчатого лепидолита	1,270	0,0052	—	133	—

Микроклин-альбитовые пегматиты первого подтипа

Разнозернистая кварц-альбит-микроклиновая	0,006	0,0011	10000	300	0,025
Клевеландита	0,013	Не обн.	—	—	—
Чешуйчатого мусковита	0,062	0,0016	3000	281	0,02
Блокового кварца	0,006	Не обн.	—	—	—

0,0003%. Показательно, что, несмотря на возрастание содержания калия в микроклиновых пегматитах, содержание таллия, как и рубидия, в них меньше, чем в микроклин-альбитовых.

Распределение таллия по мощности пегматитовых тел всех парагенетических типов также полностью аналогично распределению рубидия. Причем в микроклиновых, альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитах его содержание последовательно возрастает от краевых к центральным зонам (табл. 12, см. фиг. 35, а, б). В микроклин-альбитовых пегматитах эта тенденция сохраняется, если сравнивать между собой зоны одинакового состава (см. фиг. 33).

Отношения K/Tl и Tl/Cs уменьшаются с удалением от зальбандов и приближением к центру жил, тогда как отношение Rb/Tl примерно сохраняется на одном и том же уровне, во всяком случае оно колеблется в пределах точности анализа (см. табл. 12 и фиг. 35, а, б). Это объясняется тем, что калий и таллий обладают меньшим размером своих ионных радиусов по сравнению, соответственно, первый с таллием, а второй с цезием. Поэтому в соответствии с общим правилом из двух близких по геохимическим свойствам элементов к концу процесса происходит накопление того, ион которого обладает большим размером. Рубидий и таллий имеют одинаковые радиусы, поэтому их отношение

не должно изменяться в ходе процесса, что и наблюдается в действительности. Однако из-за неодинаковой гостеприимности разных зонообразующих минералов к этим элементам отношение Rb/Tl сопоставимо лишь в зонах сходного минерального состава. Наивысшие значения оно имеет в микроклиновых и слюдяных зонах, а низшие — в альбитовых и сподуменсодержащих (табл. 12).

По падению пегматитовых тел распределение таллия изучено недостаточно, однако нет сомнений в том, что оно будет очень близко распределению рубидия.

Л и т и й

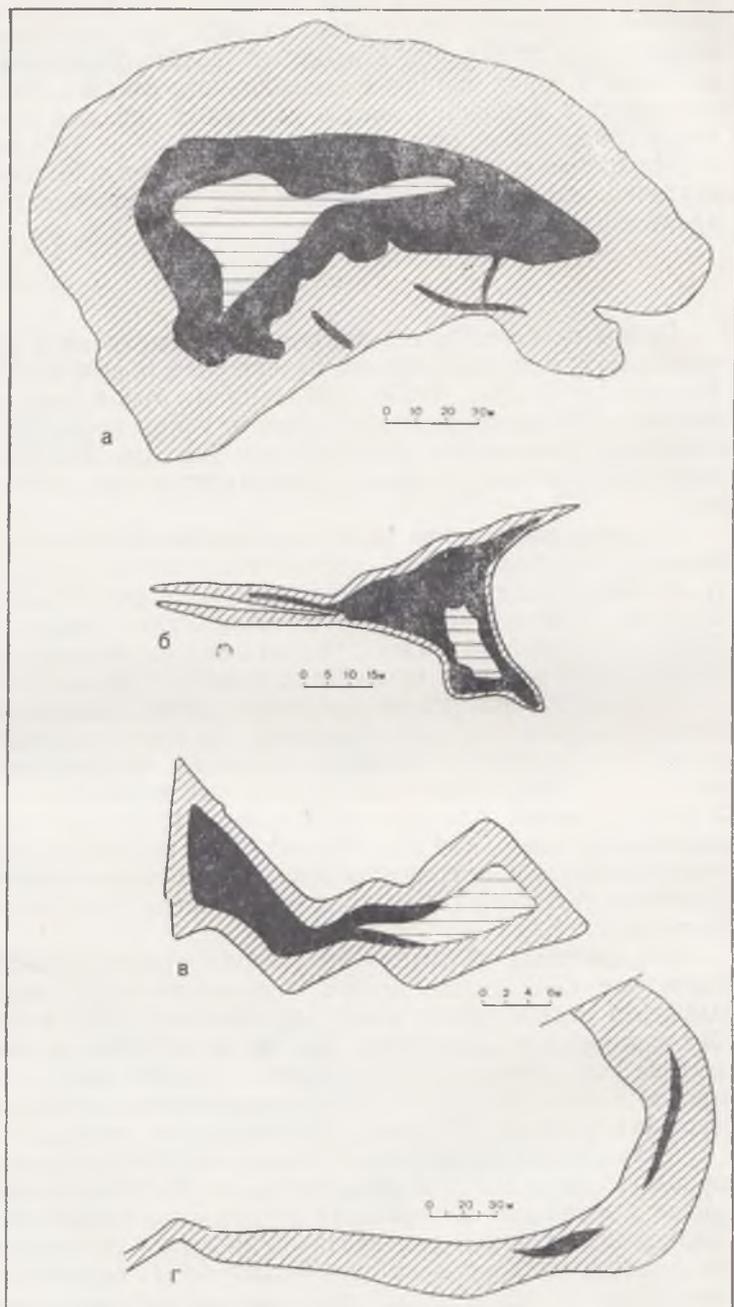
Основные черты геохимии лития в пегматитовом процессе были подробно, хотя главным образом качественно, охарактеризованы А. И. Гинзбургом (1950, 1953, 1955б, 1957а, 1960). Мы к этому можем добавить материалы о распределении лития по типам пегматитов, по мощности и падению пегматитовых тел и отдельных зон, базирующиеся на многочисленных точных анализах представительных проб пегматитов и их зон.

Среднее содержание Li_2O в гранитных пегматитах, включая слюдоносные и керамические, составляет 0,047%, что, учитывая данные А. П. Виноградова (1962), примерно в 5,5 раз больше, чем в гранитах. Среднее содержание Li_2O в промышленных типах пегматитов равно 0,65%, т. е. по сравнению с гранитами оно увеличивается в 75 раз, а в альбит-сподуменовых пегматитах даже в 140 раз (см. табл. 9).

Из породообразующих элементов литий геохимически ближе всего стоит к магнию. Однако замещение последнего в магниевых минералах сильно затрудняется слишком большим энергетическим проигрышем (Солодов, 1965в, 1967б) ввиду того, что двухвалентный магний имеет в 3 раза больший потенциал ионизации (16 эв) по сравнению с одновалентным литием (3,38 эв). Образование же собственных минералов лития в неизменных гранитах невозможно из-за его низкой концентрации. Поэтому литий значительно накапливается в пегматитовых расплавах-растворах.

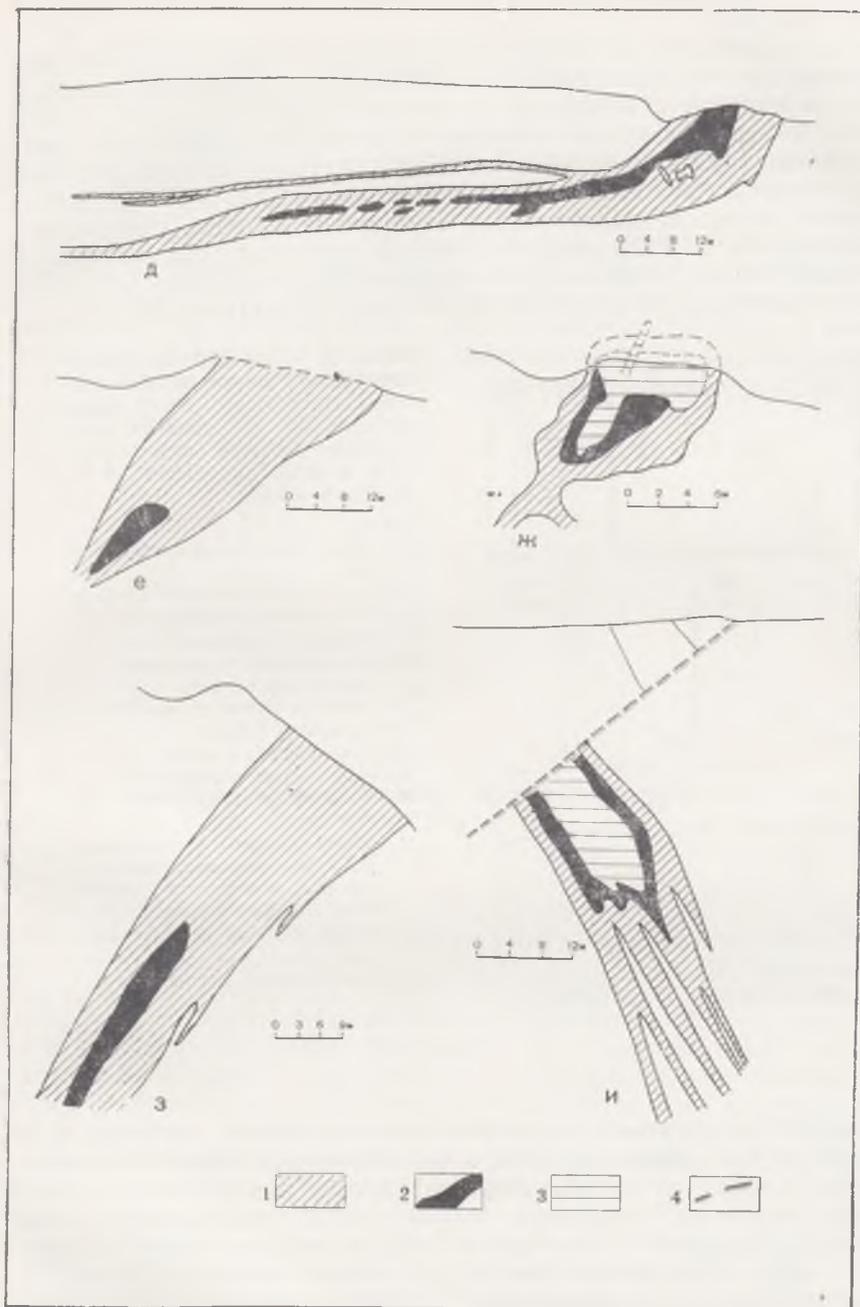
В различных промышленных типах редкометалльных пегматитов содержание Li_2O также весьма неодинаково и в целом возрастает от 0,006% в самых ранних микроклиновых до 1,20% в самых поздних альбит-сподуменовых (см. табл. 4). Таким образом, и в материнском магматическом очаге, генерирующем пегматитовые расплавы-растворы, продолжается та же тенденция увеличения содержания лития в ходе процесса, хотя причины этого уже иные (см. ниже).

Дальнейшее накопление лития наблюдается и в самом пегматитовом процессе, поскольку во всех типах пегматитов устанавливается отчетливое увеличение содержания лития от внешних зон к внутренним. Единообразие изменения содержания лития от гранитов к пегматитам, от раннего типа пегматитов к позднему и от внешних зон к внутренним зонам в пегматитовых телах является отличительной чертой геохимии лития по сравнению с другими редкими элементами, типоморфными для пегматитов. Правда, по мощности пегматитовых тел содержание лития не всегда возрастает до самого центра. В хорошо зональных пегматитовых телах альбитового и микроклин-альбитового типов содержание лития в самом центре падает из-за практического отсутствия литиевых минералов в кварцевых ядрах, в зонах чешуйчатого мусковита и блокового микроклина II (см. табл. 12). Однако суммарный объем этих зон редко превышает 10—15%, поэтому можно говорить о возрастании в целом содержания лития от зальбандов к центру жил, о чем можно судить по размещению главной литийсодержащей кварц-клеве-



ландит-сподуменово́й зоны (фиг. 37), поскольку краевые зоны в альбитовых и микроклин-альбитовых пегматитах, обычно занимающие от 30 до 70% объема тел, литиевых минералов в сущности не содержат.

То же самое наблюдается и в альбит-сподуменовых пегматитах, в которых краевая зона содержит мало лития, а основная масса его концентрируется в центральной зоне (см. фиг. 17). Однако в самом центре и этих пегматитов содержание лития также несколько уменьша-

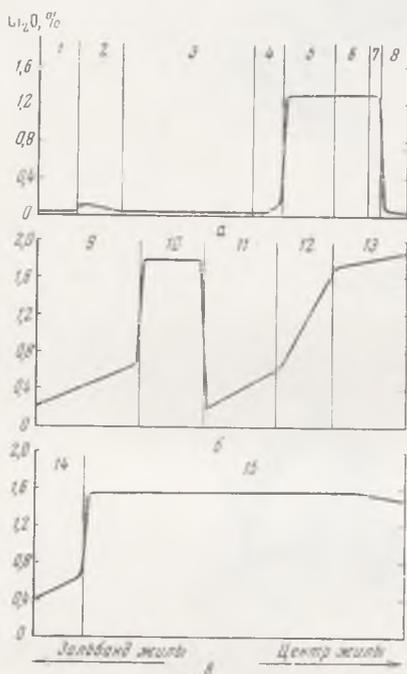


Фиг. 37. Пространственное положение кварц-клевеландит-сподуменово́й зоны в жилах микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов (а — г — планы жил, д — и — разрезы, е, ж — по Камерону и др., 1951)

Зоны (1—3): 1 — внешние кварц-полевошпатовые и кварц-мусковитовых гнезд, 2 — кварц-клевеландит-сподуменовая, 3 — кварцевые ядра с блоками микроклина II и гнездами чешуйчатого мусковита или лепидолита; 4 — тектонические нарушения

ется из-за появления здесь большого количества блоков микроклина II и сливного кварца.

На распределении лития по мощности пегматитовых тел сильно скачивается исходная концентрация его в пегматитовом расплаве-растворе (фиг. 38), о которой с известной долей приближения можно судить по среднему содержанию этого элемента в жиле. При небольшом среднем содержании Li_2O в жиле зона, содержащая его минералы (главным образом сподумен), занимает самый центр жилы или образует маломощный пояс возле кварцевого ядра. Чем больше среднее содержание лития в жиле, тем мощнее кварц-альбит-сподуменовая зона, которая в альбит-сподуменовых пегматитах, содержащих иногда свыше 1,4—1,5% Li_2O , может занимать практически весь объем пегматитового тела.



Фиг. 38. Характер изменения содержания лития по мощности пегматитовых тел в зависимости от его концентрации в жиле. Среднее содержание Li_2O в жиле: а — 0,35%, б — 0,96%, в — 1,5%

Зоны:

- 1 — графическая кварц-микроклиновая,
- 2 — гнезд мелкозернистого альбита,
- 3, 11 — блокового микроклина I,
- 4 — кварц-мусковитовых гнезд,
- 5 — клеветандит-сподуменовая,
- 6 — кварц-сподуменовая,
- 7 — мелкопластинчатого альбита,
- 8 — блокового кварца,
- 9 — таблитчатого альбита,
- 10 — кварц-альбит-сподуменовая,
- 12 — псевдографическая кварц-альбитовая,
- 13 — пространственно не разобщенные зоны мелкопластинчатого альбита, чешуйчатого лепидолита и блокового кварца,
- 14 — мелкозернистая кварц-альбитовая,
- 15 — кварц-альбит-сподуменовая

В микроклин-альбитовых пегматитах главная масса лития в виде сподумена и других литиевых минералов образуется после блокового микроклина I, вслед за зоной которого и располагается кварц-клеветандит-сподуменовая зона. Однако такое положение наблюдается лишь при сравнительно низкой концентрации Li_2O в исходном расплаве-растворе (0,1—0,4%). При повышении среднего содержания ее до 0,7—0,8% часть избыточного лития сбрасывается в виде сподумена до образования зоны блокового микроклина I, как это имеет место в пегматите; изображенном на фиг. 7. В результате в жиле образуются две кварц-альбит-сподуменовые зоны, весьма существенно отличающиеся по парагенезису: во внешней отсутствуют поллучит, лепидолит, рубеллит, воровезит, а танталит-колумбит имеет гораздо более низкое отношение тантала к ниобию. В распределении лития при этом появляется второй максимум.

В пологопадающих пегматитовых телах микроклин-альбитового и альбитового типов мощность кварц-клеветандит-сподуменовой зоны со стороны лежачего бока от кварцевого ядра всегда больше, чем со сто-

роны висячего бока от него, а иногда здесь данная зона совсем отсутствует.

В пологопадающих альбит-сподуменовых пегматитах асимметрия распределения лития прослеживается еще более отчетливо, поскольку кварц-альбит-сподуменная зона в них смещена к висячему боку тел, так как с этой стороны жилы краевая кварц-альбитовая зона часто совсем отсутствует, а более поздняя зона блокового микроклина II занимает центральное положение, но также под кварц-альбит-сподуменной зоной (см. фиг. 16).

В раздувах жил микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов содержание лития обычно всегда больше, чем в пережимах, поэтому, как правило, наблюдается определенная прямая зависимость между мощностью тел и содержанием этого элемента. Наоборот, в альбит-сподуменовых пегматитах никакой зависимости между мощностью и содержанием лития не отмечается, что легко обнаруживается простым сравнением цифр¹:

Истинная мощность жилы, м	Li ₂ O, %	Истинная мощность жилы, м	Li ₂ O, %
18,5	1,3	2,55	0,11
15,2	0,77	2,5	1,08
15,0	1,7	2,2	1,60
14,0	2,3	2,1	0,37
13,7	1,10	1,25	1,86
9,0	0,70	1,0	0,12
6,8	1,50	1,0	0,7
4,5	1,32	0,5	2,04
4,0	0,7		

Для лития в редкометальных пегматитах характерен очень тесный парагенезис с натрием, а из редких элементов — с бериллием, танталом, ниобием и оловом. В микроклин-альбитовых пегматитах к ним добавляется цезий.

По падению пегматитовых тел микроклин-альбитового и альбитового типов в случае зональности первого рода содержание лития уменьшается ввиду выклинивания центральных сподуменсодержащих зон и зоны чешуйчатого лепидолита (табл. 13). Правда, кварц-клевеландит-сподуменная зона обычно обладает большой протяженностью на глубину, поэтому часто на первых 200—300 м не обнаруживается никакого заметного изменения содержания, а в микроклин-альбитовых пегматитах иногда оно сначала даже несколько возрастает, так как зона блокового микроклина I в них выклинивается раньше сподуменной зоны.

В альбит-сподуменовых пегматитах содержание лития часто остается без изменения даже на многие сотни метров (см. табл. 10, зональность первого рода), но в корневой части жил оно также понижается из-за вытеснения кварц-альбит-сподуменной зоны кварц-альбитовой.

При вертикальной зональности второго рода содержание лития по падению пегматитовых тел всегда возрастает (см. табл. 10), поскольку микроклиновые пегматиты на глубине сменяются микроклин-альбитовыми со сподуменом, а последние — альбитовыми со сподуменом или альбит-сподуменными пегматитами.

И, наконец, в заключение коротко рассмотрим распределение лития в кварц-альбит-сподуменной зоне и зоне чешуйчатого лепидолита — главных носителях лития.

Прежде всего следует отметить изумительно постоянное содержание лития в наиболее распространенной из этих зон — кварц-альбит (или

¹ По материалам Я. Х. Еселева, В. П. Зуевой и И. И. Каупинена.

Таблица 13

Изменение содержания (в %) редких элементов с глубиной в одном из альбитовых пегматитов второго подтипа при вертикальной зональности первого рода

Расстояние от поверхности, м	Li ₂ O	BeO	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta/Nb
0	0,76	0,080	0,015	0,011	1,4
20	—	0,074	0,015	0,012	1,2
100	0,10	0,015	0,006	0,012	0,5

клевеландит)-сподуменовый. Среднее содержание Li₂O в этой зоне от жилы к жиле изменяется от 1,2 до 1,6%. По мощности зоны содержание лития в общем довольно постоянно¹, иногда наблюдается сначала его некоторое увеличение, а потом плавное снижение. Это можно продемонстрировать на примере одного из изученных нами в Монгольском Алтае пегматитовых штоков, мощность кварц-клевеландит-сподуменовый зоны в котором достигает 20 м. По 17 ортам, пересекающим данную зону, мы сначала подсчитали среднее содержание Li₂O по всем крайним пробам, затем по всем вторым пробам, третьим и т. д. В результате получилась следующая картина распределения лития по мощности зоны:

Расстояние от внешней границы зоны, м	Среднее содержание Li ₂ O по задирковым пробам, %	Расстояние от внешней границы зоны, м	Среднее содержание Li ₂ O по задирковым пробам, %
0—2	0,8	10—12	2,0
2—4	1,2	12—14	1,7
4—6	1,4	14—16	1,8
6—8	1,4	16—18	1,3
8—10	1,8	18—20	0,9

По падению кварц-клевеландит-сподуменовый зоны содержание лития остается практически неизменным (табл. 14).

Таблица 14

Изменение содержания (в %) бериллия и лития по падению кварц-клевеландит-сподуменовый зоны

Расстояние от поверхности, м	BeO	Li ₂ O
0	0,065	1,50
20	0,061	1,58
50	0,055	1,44
120	0,030	1,49

В зоне чешуйчатого лепидолита по мощности однозначных изменений содержания лития не обнаруживается, по падению же этой зоны его содержание понижается, так как количество альбита в ней возрастает, а лепидолита уменьшается.

¹ Это, видимо, объясняется тем, что расплавы на литиевой основе, как показывают опыты при производстве ситаллов, начинают раскристаллизовываться спонтанно сразу по всему объему камеры (т. е. будущей кварц-альбит-сподуменовый зоны), а не от стенок внутрь, что наблюдается в расплавах на натриевой основе (подробнее см. главу IV).

Таким образом, если в двух словах подвести итог всему сказанному о распределении лития, то основной чертой его поведения в пегматитовом процессе является последовательное накопление от ранних к поздним типам пегматитов (т. е. от ближних к дальним жилам по отношению к материнскому очагу) и от ранних (внешних) к поздним (внутренним) зонам в самих пегматитовых телах. Что же касается изменения его содержания по падению жил, то оно очень часто (т. е. при зональности второго рода всегда) возрастает с глубиной и в этом случае носит обратный характер как по отношению к своему распределению по мощности, так и по отношению к распределению вокруг материнского очага (в пределах пегматитовых пучков),

Бериллий

Как известно, геохимия бериллия в пегматитовом процессе долгое время изучалась К. А. Власовым (1938, 1943, 1946, 1951, 1952, 1955—1957, 1961) и затем особенно детально А. А. Беусом (1956, 1957, 1960). Однако, как это ни странно, точная количественная характеристика была дана лишь кларку бериллия в пегматитах (Беус, Федорчук, 1955). Сведения же о количественном распределении бериллия по типам пегматитов, по мощности и падению пегматитовых тел и отдельных зон отсутствуют. Поэтому мы попытаемся ниже восполнить этот пробел.

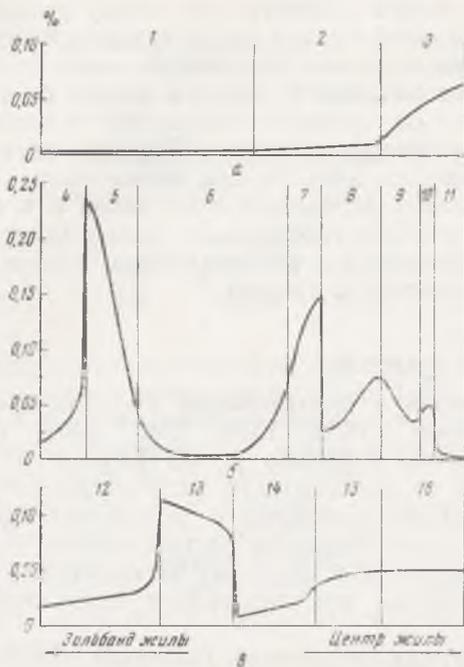
Кларк бериллия во всех гранитных пегматитах (включая слюдоносные) равен 0,0022%, или 0,006% в пересчете на BeO , что в 4 раза больше, чем в гранитах. Среднее содержание в промышленных типах редкометалльных пегматитов еще выше — 0,044% BeO (см. табл. 6), т. е. по сравнению с гранитами имеем 30-кратное обогащение.

Распределение бериллия по парагенетическим типам пегматитов весьма неравномерно. Наивысшая его концентрация наблюдается в альбитовых пегматитах, среднее содержание BeO в которых составляет 0,112%, а в отдельных жилах достигает 0,240% (см. табл. 4). От этого типа, занимающего промежуточное положение в эволюционном ряду пегматитов, содержание BeO понижается как в сторону альбит-сподуменового типа (0,039%), так и в сторону микроклин-альбитового (0,050%) и микроклинового (0,008%). На причинах такого распределения мы остановимся в следующем разделе.

Распределение бериллия по мощности пегматитовых тел подчиняется строгим закономерностям и в основном обуславливается распределением его главного минерала — берилла — в зональной текстуре жил.

В микроклиновых пегматитах основная масса берилла находится в центральной блоковой зоне, а в самой зоне — на границе блоков кварца и микроклина. Если в жиле имеется кварцевое ядро, то почти весь берилл приурочен соответственно к его границе с зоной блокового микроклина. В краевых зонах гранит-пегматита и графического пегматита встречаются очень редкие и мелкие призматические кристаллы синего цвета толщиной менее 0,8 см. Более крупные, но также очень редкие кристаллы встречаются в пегматоидной кварц-микроклиновой зоне. Поэтому в целом для данного типа пегматитов наблюдается отчетливое возрастание содержания бериллия от альбандов к центру жил, точнее до периферии кварцевого ядра (фиг. 39).

В микроклин-альбитовых пегматитах берилл практически отсутствует во всех существенно микроклиновых зонах, из существенно слюдяных зон значительная концентрация его наблюдается только в кварц-мусковитовой. Основная же масса берилла связана с альбитовыми зонами. В результате и кривая распределения его по мощности этих



- Зоны:
- 1, 4 — графическая кварц-микроклиновоя,
 - 2 — пегматоидная кварц-микроклиновоя,
 - 3 — блоковая кварц-микроклиновоя,
 - 5 — гнезд мелкозернистого альбита,
 - 6, 11 — блокового микроклина I,
 - 7 — кварц-мусковитовых гнезд,
 - 8 — квелеландит-сподуменовая,
 - 9 — кварц-сподуменовая,
 - 10 — мелкопластинчатого альбита,
 - 12 — блокового кварца,
 - 13 — таблитчатого альбита,
 - 14 — кварц-альбит-сподуменовая,
 - 15 — псевдографическая кварц-альбитовая,
 - 16 — пространственно не разобщенные зоны мелкопластинчатого альбита, чешуйчатого лепидолита и блокового кварца и микроклина II.

Фиг. 39. Характер изменения содержания бериллия по мощности пегматитовых тел в зависимости от его концентрации в жиле. Среднее содержание BeO в жиле: а — 0,005%, б — 0,045%, в — 0,043%

жил имеет волнообразный характер (фиг. 39). При этом обращает на себя внимание, что среднее содержание в рудных зонах последовательно понижается с удалением от зальбанда и приближением к центру жил:

Зона (в последовательности расположения от зальбандов к центру жил)	BeO, %
Жила 1	
Графическая кварц-микроклиновоя	0,00
Мелкозернистого альбита	0,160
Блокового микроклина I	0,00
Кварц-мусковитовая	0,126
Кварц-квелеландит-сподуменовая	0,061
Мелкопластинчатого альбита	0,050
Чешуйчатого лепидолита	0,025
Блокового микроклина II	0,00
Блокового кварца	0,00
Среднее по жиле (с учетом безрудных зон)	0,043
Жила 2 (Восточный Афганистан, по материалам В. М. Народного)	
Краевая средне- и крупнозернистая кварц-альбитовая зона	0,095
Апографическая кварц-альбит-микроклиновоя зона	0,075
Блоковая микроклиновоя зона и альбитовый комплекс	0,050
Зона блокового кварца	0,045
Среднее по жиле	0,085

Даже при очень различной зональности, но при одной и той же средней концентрации бериллия в жиле эта зависимость сохраняется. Например, жилы б и в на фиг. 39 при всем различии своего внутрен-

него строения имеют очевидное сходство в распределении бериллия, заключающееся в том, что максимум его содержания наблюдается с внешней стороны зоны блокового микроклина.

По мощности альбитовых пегматитов распределение бериллия в известной степени сходно с его распределением в микроклиновых пегматитах. Максимальное содержание бериллия наблюдается по периферии ядра жил, откуда к их зальбандам оно быстро понижается. Основной рудной зоной является клевеландитовая (в первом подтипе) или ее аналог (во втором подтипе) — кварц-клевеландит-сподуменовая. По сравнению с микроклиновыми пегматитами ядро жил в альбитовых пегматитах образуется не только зоной кварца, но также и гнездами чешуйчатого (или мелколистоватого) мусковита и блоками микроклина II. Поскольку в крутопадающих жилах поздние зоны пространственно не разграничиваются от зоны клевеландита (кварц-клевеландит-сподуменовой), то в целом для таких жил можно говорить о возрастании содержания бериллия от зальбандов к их центру.

В пологопадающих жилах, обычно всегда сильнее дифференцированных и всегда имеющих асимметричное строение, в распределении бериллия также наблюдается асимметрия. Причем в одних случаях основная масса берилла находится под ядром жилы, над щеточкой клевеландита, в других — над кварцевым ядром на границе с зоной клевеландита (см. фиг. 12). Например, по восточному флангу одной из изученных нами жил Монгольского Алтая наблюдалось следующее распределение рудоразборного берилла по зонам в последовательности их расположения от висячего бока к лежащему (в процентах от всего берилла в жиле по восточному флангу):

Зона клевеландита (висячий бок)	92
в том числе на границе с ядром жилы	75
» блокового кварца	0
» блокового микроклина II	0
» мелколистоватого мусковита	5
» сахаровидного альбита (лежащий бок)	3

Причины такой асимметрии неясны, тем более, что на западном фланге той же самой жилы основная масса берилла находится под ядром жилы над щеточкой клевеландита (см. фиг. 9).

Описанный характер распределения бериллия обычен лишь для тех альбитовых пегматитов, в которых берилл представлен неправильными выделениями либо кристаллами изометричного облика (комбинация короткой призмы, пирамиды и пинакоида). В тех же альбитовых жилах (правда, гораздо более редких), где берилл представлен так называемой конической разностью (т. е. усеченными пирамидами или комбинацией длинных призм с пирамидой), ориентированные перпендикулярно зальбанду выделения этого минерала наиболее часты почти у самого контакта, а к центру их количество уменьшается. Причины такого распределения также неясны, однако в данном случае совершенно очевидно, что их следует искать в различии физико-химических условий образования жил, на что указывает разный облик берилла, очень чутко реагирующего на изменение условий кристаллизации.

По мощности альбит-сподуменовых пегматитов количество бериллия уменьшается от ранней кварц-альбитовой к поздней кварц-альбит-сподуменовой зоне (см. табл. 11).

Таким образом, распределение бериллия по мощности жил в разных типах пегматитов не имеет единообразия.

По простиранию пегматитовых тел в разных типах пегматитов распределение бериллия также не имеет единообразия. В микроклиновых и альбитовых пегматитах участки повышенной

дифференциации, которые, как правило, приурочиваются к раздувам, содержат больше бериллия по сравнению со слабо дифференцированными участками (т. е. пережимами) той же жилы. В альбит-сподуменовых пегматитах никакой отчетливой зависимости в этом отношении не устанавливается.

В микроклин-альбитовых пегматитах распределение бериллия по простиранию жилы зависит от того, какие бериллоносные зоны в ней развиты. Если в жиле развиты только внутренние, сравнительно бедные бериллием зоны, то раздувы будут богаче пережимов. Если же присутствует внешняя богатая бериллием зона мелкозернистого альбита, то пережимы, в которых она часто сохраняется, могут оказаться богаче раздувов жилы.

По падению пегматитовых тел бериллий распределяется следующим образом. При вертикальной зональности первого рода в микроклинных и альбитовых пегматитах с глубиной содержание бериллия всегда уменьшается, так как выклиниваются и центральные бериллосодержащие зоны (см. табл. 13). В микроклинных пегматитах это обычно происходит на глубине первых десятков метров, а в мелких жилах— даже нескольких метров. В альбитовых пегматитах содержание бериллия может понизиться ниже практически интересного уровня на глубине десятков метров, реже 150—200 м. Уменьшение содержания бериллия в альбитовых пегматитах иногда происходит также и из-за перерождения главной бериллосодержащей зоны клевеландита в кварц-мусковит-альбитовую, которая берилла почти не содержит. В этом случае даже присутствие кварцевого ядра не дает оснований ожидать в жиле больших концентраций берилла.

В альбит-сподуменовых пегматитах содержание берилла по падению жил остается примерно неизменным на многие сотни метров, а иногда даже повышается, поскольку с глубиной выклиниваются бедные бериллием зоны блокового микроклина II и кварц-альбит-сподумена (см. табл. 10).

В микроклин-альбитовых пегматитах поведение бериллия с глубиной зависит от того, какие бериллосодержащие зоны присутствуют в жиле. Если в жиле есть внешняя, богатая бериллом зона мелкозернистого альбита, которая сохраняется в жилах иногда до глубины 300—500 м, то содержание бериллия во всем теле или остается без изменений, или даже несколько возрастает по падению. Если этой зоны в жиле нет, а присутствуют только внутренние, сравнительно бедные бериллием зоны, то содержание его будет падать на глубине, так как эти зоны одна за другой выклиниваются и обычно не идут глубже 150—200 м даже в крупных телах.

При вертикальной зональности второго рода поведение бериллия зависит от того, какой тип с глубиной каким сменяется. При переходе микроклинного типа в микроклин-альбитовый, а последнего в альбитовый пегматит содержания бериллия увеличивается на глубине. В случае же перехода микроклин-альбитового пегматита в альбит-сподуменовый содержание бериллия с глубиной может уменьшиться или останется без изменений (см. табл. 10, зональность второго рода).

В отдельных зонах пегматитов распределение бериллия изучено лучше других элементов. По мощности некоторых зон содержание бериллия всегда уменьшается к центру жил, а в других— увеличивается. Так, в зоне клевеландита содержание бериллия очень сильно возрастает к центру жил, несмотря на ее малую мощность (см. табл. 46). В тех случаях, когда кварц-клевеландит-сподуменовая зона пространственно разграничена на две зоны— внешнюю клевеландит-сподуменовую и внутреннюю кварц-сподуменовую, в первой из них

наблюдается также отчетливое увеличение берилла в направлении к центру жилы (см. фиг. 39). Достаточно отчетливое повышение содержания бериллия к центру жил устанавливается также в зоне кварц-мусковитовых гнезд (см. табл. 46).

Наоборот, по мощности зоны гнезд мелкозернистого альбита в направлении к центру жил содержание бериллия уменьшается (см. табл. 46), а если учесть, что и количество гнезд альбита в этом направлении сильно падает, то понижение валового содержания бериллия происходит катастрофически быстро (см. фиг. 39).

В этих примерах вряд ли случаен тот факт, что во всех зонах, расположенных (и образованных) после зон блокового микроклина I, содержание бериллия к центру жил возрастает, а в единственной зоне мелкозернистого альбита, расположенной до зоны блокового микроклина I, оно падает.

По падению бериллсодержащих зон (блоковой кварц-микроклиновой, кварц-мусковитовой, клевеландитовой, кварц-клевеландит-сподуменовою) количество бериллия с глубиной уменьшается, тогда как в зоне мелкозернистого альбита оно возрастает или остается без изменений (табл. 15).

Таблица 15

Изменение содержания (в %) бериллия с глубиной в различных бериллоносных зонах пегматитов

Расстояние от поверхности, м	Микроклин-альбитовые пегматиты			Альбитовые пегматиты	
	BeO в зонах			Расстояние от поверхности, м	BeO в зоне клевеландита
	мелкозернистого альбита	кварц-мусковита	кварц-клевеландит-сподумена		
0	0,227	0,147	0,066	10	0,380
20	0,265	0,126	0,061	40	0,250
50	0,250	0,096	0,055	65	0,100
120	0,250	0,050	0,030	130	0,030

Таким образом, в распределении бериллия в пегматитовом процессе отсутствует преобладание какой-то одной генеральной линии. Если сначала от раннего типа микроклиновых пегматитов до альбитового типа его содержание увеличивается, то в самом последнем альбит-сподуменовом оно снова падает. Если же по мощности микроклиновых и в какой-то мере альбитовых пегматитов его содержание возрастает к центру жил, то в микроклин-альбитовых и альбит-сподуменовых оно уменьшается. По падению пегматитовых тел разных типов содержание бериллия также изменяется неодинаково. Даже по мощности и падению отдельных зон пегматитов характер его поведения совершенно различен. Все это свидетельствует о том, что на геохимическое поведение бериллия в пегматитовом процессе решающее влияние оказывают не один-два, а несколько факторов.

Тантал и ниобий

Распределение тантала и ниобия в пегматитах стало возможным изучить только в последние 12—15 лет, после того, как были разработаны и внедрены в практику точные методики массового анализа на эти элементы чувствительностью до тысячных долей процента. До этого времени выводы исследователей базировались главным образом

на анализах тантало-ниобатов, да и те большей частью выполнялись рентгено-спектральным методом, отличающимся весьма низкой точностью. Поэтому не удивительно, что если А. Е. Ферсман (1940) говорил об уменьшении содержания тантала от ранних к поздним геофазам, то А. И. Гинзбург (1946, 1956) пришел к прямо противоположному выводу о накоплении этого элемента к концу процесса. Как мы увидим ниже, оба ученых были правы, но только каждый для своего случая, который нельзя распространять на все редкометалльные пегматиты. Но сначала изложим фактический материал.

Среднее содержание Ta_2O_5 и Nb_2O_5 в гранитных пегматитах, включая слюдоносные и керамические, соответственно равно 0,0022 и 0,0033% (см. табл. 8). По сравнению с гранитами содержание тантала возрастает в пегматитах в 5 раз, тогда как содержание ниобия всего лишь на 25%. Среднее содержание Ta_2O_5 и Nb_2O_5 в промышленных типах редкометалльных пегматитов составляет 0,011 и 0,010% соответственно, что по сравнению с гранитами уже представляет концентрацию в 25 и 3,5 раза.

В разных парагенетических типах редкометалльных пегматитов концентрация тантала неодинакова. Наивысшие содержания Ta_2O_5 (0,018%) наблюдаются в микроклин-альбитовых пегматитах. Отсюда оно понижается до 0,004% в микроклиновых пегматитах и 0,007% в альбит-сподуменовых (см. фиг. 31).

Ниобий по типам пегматитов распределен более равномерно. Наивысшее содержание Nb_2O_5 (0,017%) характерно для альбитовых пегматитов, наименьшее отмечается в крайних типах: микроклиновом (0,006%) и альбит-сподуменовом (0,010%). Самое большое отношение Ta_2O_5/Nb_2O_5 (1,7) установлено в микроклин-альбитовом типе, а в крайних типах оно равно всего лишь 0,7 (см. табл. 4).

По мощности пегматитовых тел изучение распределения тантала и ниобия наиболее легко и однозначно осуществить путем сравнения их среднего содержания по зонам. Использование для этой цели проб по отдельным поперечным сечениям жилы, т. е. по геологоразведочным выработкам или скважинам, обычно не дает отчетливой картины из-за неравномерного характера распределения редких элементов, малой репрезентативности проб и погрешностей анализа. Поэтому достаточно надежные результаты получают только после соответствующей статистической обработки данных геологоразведочного опробования и вывода среднего содержания по ним в зоне, в результате которой нивелируются все случайные отклонения.

На фиг. 40 и в табл. 16, 17 по нескольким наиболее хорошо разведанным пегматитовым жилам альбитового и микроклин-альбитового типов показано содержание в зонах Ta_2O_5 и Nb_2O_5 . Содержание этих элементов определялось методом среднего арифметического по всем пробам, отобранным в пределах данной зоны, либо посредством анализа групповых проб, составляемых по каждой зоне из обычных бороздовых или керновых проб. При этом на фиг. 40 и в табл. 16, 17 существенно микроклиновые зоны (графического пегматита и блокового микроклина) опущены, поскольку они, как уже было сказано выше, практически не содержат редкометалльных минералов, а сопоставление содержаний редких элементов проведено лишь по оруденелым зонам существенно альбитового или слюдяного состава. Если в сравнение включить и безрудные зоны, то распределение тантала и ниобия по мощности жил будет носить случайный характер, в зависимости от пространственного размещения различных зон. Если безрудная зона (например, блокового микроклина II или кварцевое ядро) находится в центре жил, то, естественно, содержание тантала и ниобия здесь будет ниже. Если безрудная зона (например, блокового микроклина I)

Изменение содержания (в %) тантала и ниобия от зальбандов к центру жил в микроклин-альбитовых пегматитах

Зоны в последовательности их расположения от зальбандов к центру жил	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	$\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5}$
Жила 1			
Крупнотаблитчатого альбита	0,028	0,011	2,5
Блокового микроклина I (альбитизированная)	0,014	0,005	2,8
Псевдографическая кварц-альбитовая (разновидность зоны редкометального замещения)	0,029	0,008	3,6
Редкометального замещения	0,079	0,009	8,8
Жила 2			
Кварц-мусковитовая	0,007	0,016	0,4
Клевеландит-сподуменовая	0,008	0,010	0,8
Кварц-сподуменовая	0,017	0,006	2,8
Мелкопластинчатого альбита	0,028	0,005	5,6
Жила 3			
Блокового микроклина I. сильно кварц-мусковитизированная	0,006	0,010	0,6
Сахаровидного альбита и клевеландита	0,025	0,022	1,1
Клевеландит-сподуменовая	0,033	0,014	2,4
Кварц-сподуменовая	0,060	0,011	5,4
Чешуйчатого лепидолита	0,033	0,007	4,7
Жила 4			
Гнезда кварц-мусковитового комплекса в блоковом микроклинне	0,0009	0,007	0,13
Гнезда сахаровидного альбита	0,004	0,005	0,8
Кварц-клевеландитовая	0,0052	0,0044	1,2
Чешуйчатого лепидолита	0,017	0,010	1,7
Жила 5			
Гнезда кварц-мусковитового комплекса	0,009	0,010	0,9
Комплекс сахаровидного альбита	0,019	0,012	1,6
Кварц-клевеландит-сподуменный комплекс	0,013	0,007	1,9
Гнезда чешуйчатого лепидолита	0,104	0,013	8,0

занимает промежуточное положение, то минимальное содержание этих редких элементов будет наблюдаться в средней части жилы (между зальбандом и центром). В сильно дифференцированных пегматитах может быть развито две или несколько безрудных зон, поэтому если учитывать их, то картина распределения тантала и ниобия по мощности тел может оказаться очень сложной и весьма разнообразной от жилы к жиле, как это имеет место на фиг. 41.

Если же сопоставлять между собой только оруденелые зоны, то картина распределения тантала и ниобия по мощности микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов приобретает значительную стройность. Как видно из фиг. 40 и табл. 17, 18, содержание Nb₂O₅ по мере удаления от внешних рудных зон и приближения к центральным обычно несколько уменьшается от 0,015—0,010 до 0,010—0,006%. Наоборот,

Изменение содержания (в %) тантала, ниобия, титана и олова от зальбандов к центру альбитовых пегматитов

Зоны в последовательности их расположения от зальбандов к центру жил	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	$\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5}$	TiO ₂	Sn
Ж и л а 1					
Тонкозернистая кварц-альбитовая (лежащий бок)	0,010	0,011	0,9	0,032	0,018
Центральная кварц-клевеландитовая	0,017	0,010	1,7	0,040	0,615
Ж и л а 2					
Тонкозернистая кварц-альбитовая (лежащий бок)	0,008	0,007	1,1	0,025	0,012
Центральная кварц-клевеландит-микроклиноватая	0,015	0,008	1,9	0,020	0,011
Ж и л а 3					
Тонкозернистая кварц-альбитовая (лежащий бок)	Не обн.	0,018	0,05	0,032	0,007
Кварц-клевеландит-микроклиноватая	0,022	0,019	1,2	0,040	0,008
Ж и л а 4					
Апографическая кварц-альбитовая и сахаровидного альбита	0,012	0,025	0,5	—	—
Кварц-альбит-сподуменовая	0,025	0,015	1,7	—	—
Чешуйчатого мусковита	0,070	0,012	5,8	—	—
Ж и л а 5					
Сахаровидного альбита (лежащий бок)	0,0090	0,0084	1,07	—	—
Кварц-клевеландит-сподуменовая	0,0070	0,0040	1,75	—	—
Грубопластинчатый альбит	0,0065	0,0019	3,42	—	—
Гнезда жильбертита	0,0076	Следы	Больше 7	—	—

содержание Ta₂O₅ обнаруживает очень четкую тенденцию к возрастанию от 0,006—0,025% во внешних зонах до 0,02—0,07% в центральных. В связи с этим отношение Ta/Nb в направлении от зальбандов к центру жил всегда закономерно увеличивается от 0,1—2,0 до 3—5. Показательно, что возрастание отношения Ta/Nb к центру жил отчетливо прослеживается по всем зонам, включая и слабооруденелые (фиг. 41).

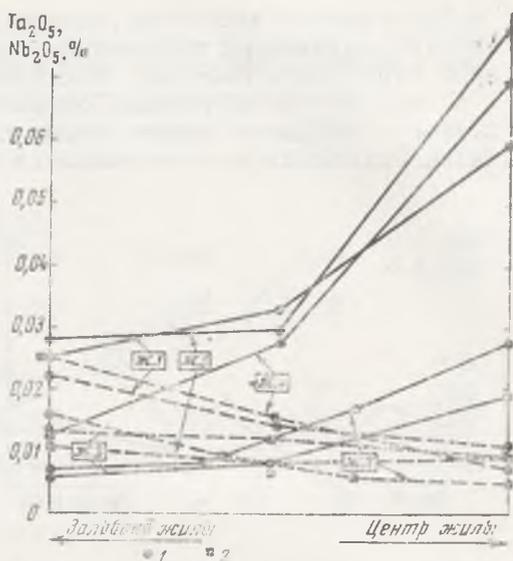
Возрастание содержания тантала во всех жилах происходит быстрее, чем падение содержания ниобия, из-за чего от зальбандов к центру жил увеличивается и содержание суммы Ta₂O₅ и Nb₂O₅ от 0,02—0,03 до 0,05—0,07%.

Таким образом, для случая распределения тантала в микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитах справедливо заключение А. И. Гинзбурга о накоплении тантала к концу процесса.

Закономерное распределение тантала и ниобия по мощности микроклин-альбитовых и альбитовых жил можно установить и в тех случаях,

когда жилы опробованы при разведке без учета зон. С этой целью, например, по одному из изученных нами месторождений Казахстана мы подсчитали среднее арифметическое содержание Ta_2O_5 по всем пробам, отобранным у всячего бока в канавах или шурфах. Затем точно так же нашли среднее содержание по всем пробам, отобранным у лежачего бока жил. И, наконец, подсчитали среднее содержание по всем пробам, оставшимся в центральной части жил. Чтобы получить достаточно надежное среднее арифметическое и застраховать результаты подсчета от влияния ураганных проб, такой подсчет был произведен по тем жилам месторождения, число пересечений которых поверхностными выработками было не менее 10—15. В подсчет вводились все пробы без исключения. Выбрасывались лишь пробы по блоковому кварцу, как практически безрудному. По ряду жил аналогичный подсчет был выполнен по нашей просьбе В. А. Филипповым. Результаты такого подсчета приведены в табл. 18. Как видно, содержание тантала у всячего и лежачего боков жил почти всегда меньше, чем в их центре. Очень редко оно равно среднему содержанию по центральным пробам, но ни в одном случае не оказалось больше, чем в центре. Это полностью подтверждает наши выводы, полученные по сборным пробам. Очень жаль, что подобного подсчета нельзя было сделать по ниобию, так как на этот элемент бороздовые пробы не анализировались.

В настоящее время мы располагаем результатами селективного (по зонам) опробования и альбит-сподуменового типа пегматитов, полученными по всем месторождениям этого типа в СССР.



Фиг. 40. Характер изменения содержания тантала и ниобия по мощности микроклинальбитовых и альбитовых пегматитов

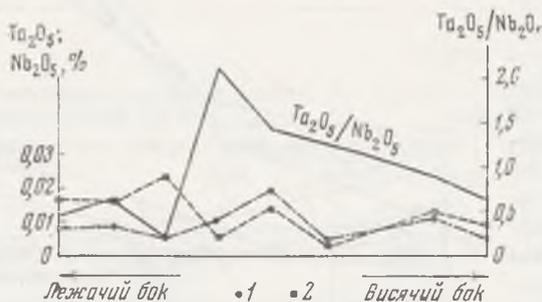
Среднее содержание тантала (1) и ниобия (2) по зоне

Таблица 18

Среднее содержание Ta_2O_5 (в %) в различных частях жил по данным геологоразведочного опробования

№ жилы	Количество полных пересечений (каналы и шурфы)	Лежачий бок	Центральная часть жилы	Всячий бок	Жилы				
					№ жилы	Количество полных пересечений (каналы и шурфы)	Лежачий бок	Центральная часть жилы	Всячий бок
1	13	0,012	0,012	0,010	6	18	0,008	0,009	0,006
2	14	0,010	0,024	0,009	7	9	0,006	0,010	0,003
3	11	0,009	0,017	0,009	8	10	0,007	0,011	0,003
4	18	0,009	0,011	0,008	9	12	0,011	0,012	0,003
5	24	0,012	0,012	0,012					

Для изучения характера распределения элементов по мощности жил альбит-сподуменовых пегматитов по каждой зоне в отдельности пробы либо отбирались точечным способом по сетке при наличии больших скальных или искусственных обнажений, либо составлялись по бороздовым и керновым пробам, если жилы подвергались детальной разведке. Результаты анализа сведены в табл. 19.



Фиг. 41. Изменение содержания тантала и ниобия по пробам, отобранным вкrest простирания микроклин-альбитового пегматита. Содержание тантала (1) и ниобия (2) в бороздовой пробе

Как видно из табл. 19, содержание тантала в альбит-сподуменовых пегматитах (за исключением одного случая) уменьшается от ранней краевой кварц-альбитовой зоны к поздней центральной кварц-альбит-сподуменной, что противоположно описанному распределению этого элемента по мощности альбитовых и микроклин-альбитовых пегматитов. Характер изменения тантала по мощности альбит-сподуменных жил остается тот же и в случае асимметричного положения зон.

Содержание ниобия по мощности альбит-сподуменовых пегматитов не имеет однозначного характера изменения. Правда, и в других типах оно обычно очень незначительно уменьшается к центру жил.

Причины столь необычного характера распределения тантала по мощности альбит-сподуменовых пегматитов не совсем ясны; предположительно они могут быть охарактеризованы следующим образом. Из химии тантала и ниобия (Горощенко, 1965) известно, что растворимость их соединений очень чувствительна к присутствию галлоидов; кроме того, танталаты разных щелочных металлов также имеют неодинаковую растворимость. Нетрудно видеть, что в этом отношении химический состав различных типов танталоносных пегматитов сильно разнится. Микроклин-альбитовые пегматиты обогащены калием, рубидием и цезием — элементами с сильными щелочными свойствами, тогда как литий, гораздо более слабая щелочь, здесь находится в резко подчиненном количестве. Наоборот, в альбит-сподуменовых пегматитах не только натрий, но и литий (в атомных количествах) превалирует над суммой калия, рубидия и цезия. Следовательно, пегматитовые расплавы, из которых образовались эти типы пегматитов, существенно различались между собой по величине рН. Не менее резко различия между ними и по содержанию фтора. Альбит-сподуменные пегматиты почти не содержат этого элемента, поскольку в нормальном случае в них совершенно отсутствует лепидолит и вообще минералы, содержащие фтор. Правда, в альбит-сподуменовых пегматитах, залегающих в карбонатной обстановке, иногда появляется фтор, который, однако, очень быстро сказывается, практически полностью выделяясь в виде приконтактовой флюоритовой оторочки (Гинзбург, Родионов, 1961). Для микроклин-альбитовых пегматитов фторсодержащие минералы, наоборот, чрезвычайно характерны. По всей вероятности, эти различия в щелочности пегматитовых расплавов и неодинаковое содержание фтора в микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитах, с одной стороны, и аль-

Содержание (в %) тантала, ниобия и олова в зонах альбит-сподуменовых пегматитов

Зоны в последовательности их формирования	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	$\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5}$	Sn
Ж и л а 1				
Порфиروبластовая кварц-альбитовая (лежащий бок)	0,0062	0,0135	0,46	—
Кварц-альбит-сподуменовая (висячий бок)	0,0034	0,0088	0,39	—
Ж и л а 2				
Тонкозернистая кварц-альбитовая (лежащий бок)	0,011	0,010	1,1	0,019
Кварц-альбит-сподуменовая (висячий бок)	0,009	0,006	1,5	0,043
Ж и л а 3				
Краевая мелкозернистая кварц-альбитовая (висячий бок)	0,014	0,007	2	—
Центральная кварц-альбит-сподуменовая	0,009	0,007	1,3	—
Ж и л а 4				
Краевая кварц-альбитовая (среднее по пробам висячего и лежащего бока)	0,004	0,003	1,3	—
Центральная кварц-альбит-сподуменовая	0,015	0,007	2,0	—
Ж и л а 5				
Краевая кварц-альбитовая	0,008	0,003	2,7	0,014
Центральная кварц-альбит-сподуменовая с микроклином	0,004	0,006	0,7	0,020
Ж и л а 6				
Краевая мелкозернистая кварц-альбитовая	0,0065	0,010	0,6	—
Центральная кварц-альбит-сподуменовая	0,0060	0,009	0,7	—
Ж и л а 7				
Краевая мелко- и среднезернистая кварц-альбитовая	0,012	0,008	1,5	—
Центральная кварц-альбит-сподуменовая	0,009	0,008	1,1	—
Ж и л а 8				
Внешняя кварц-альбит-сподуменовая	0,016	0,024	0,7	—
Внутренняя мелкоблоковая кварц-микроклиновая с альбитом	0,008	0,019	0,4	—

бит-сподуменовых, с другой, и приводит к столь противоположному поведению в них как тантала, так и, частично, ниобия.

Еще ближе можно подойти к объяснению противоположного поведения тантала в разных типах пегматитов, если вспомнить, что в микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитах в центре жил по сравнению с альбитом происходит относительное накопление микроклина и калие-

вых слюд. В альбит-сподуменовых же пегматитах в центре жил по отношению к альбиту накапливается не столько микроклин, сколько сподумен. Таким образом, в микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитах к концу процесса относительно натрия накапливается калий, т. е. элемент с более сильными щелочными свойствами, тогда как в альбит-сподуменовых относительно того же натрия увеличивается содержание главным образом лития — элемента с более слабыми щелочными свойствами. Иначе говоря, в первом случае с ходом процесса наблюдается увеличение щелочности среды, а во втором — ее кислотности. Поскольку тантал по сравнению с ниобием обладает более основными свойствами, то, по всей вероятности, именно это обстоятельство и приводит к его относительноному накоплению в более щелочной обстановке, т. е. к концу процесса кристаллизации в первом случае и в начале процесса — во втором.

По падению пегматитовых тел в микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитах при вертикальной зональности первого рода уменьшается содержание тантала и возрастает содержание ниобия при понижении их отношения (см. табл. 13), так как с глубиной в первую очередь выклиниваются центральные зоны, богатые танталом, а внизу остаются лишь внешние зоны, относительно обогащенные ниобием. В альбит-сподуменовых пегматитах с глубиной отмечается увеличение содержания тантала и ниобия (см. табл. 10) при незакономерном изменении соотношения этих элементов.

В случае вертикальной зональности второго рода с переходом микроклин-альбитовых пегматитов в альбит-сподуменовые содержание как тантала, так и ниобия уменьшается, причем у первого это происходит быстрее, поэтому и отношение Ta/Nb также падает (см. табл. 10).

Таким образом, распределение тантала в редкометалльных пегматитах довольно сложное. Если по мере удаления от материнского очага, т. е. от ранних типов пегматитов к поздним, сначала (от микроклин-альбитовых к микроклин-альбитовым пегматитам) его содержание возрастает довольно быстро, то затем, по мере перехода к альбитовым и альбит-сподуменовым пегматитам, оно постепенно уменьшается. По мощности к центру жил, а по падению к их верхам в микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитах его содержание возрастает, тогда как в альбит-сподуменовых падает.

Поведение ниобия в пегматитах часто противоположно поведению тантала, но в целом распределение его как от типа к типу, так и в самих пегматитовых телах гораздо равномернее, поэтому геохимическая картина ниобия более расплывчата и менее контрастна.

Некоторые другие элементы

Ниже мы вкратце рассмотрим распределение в пегматитах ряда других элементов, для подробного анализа геохимии которых в пегматитовом процессе к настоящему времени у нас данных недостаточно.

Кальций. Среднее содержание CaO в промышленных типах редкометалльных пегматитов можно оценить около $0,65 \pm 0,10\%$. В непромышленных редкометалльных пегматитах количество CaO , видимо, повысится до 1% , а в слюдоносных и керамических — до 2% (Шуркин и др., 1963).

Распределение кальция по типам редкометалльных пегматитов показано в табл. 20. Хотя в ней приведены анализы конкретных жил, а не средние содержания, тем не менее они, по-видимому, правильно отражают общую тенденцию распределения этого элемента. Содержание кальция в целом понижается от микроклин-альбитовых к альбито-

Содержание (в %) элементов в групповых пробах по характерным жилам различных типов пегматитов

Компоненты	Пегматиты			
	микроклиновые	микроклин-альбитовые	альбитовые	альбит-сподуменовые
SiO ₂	70,62	69,68	79,22	73,33
TiO ₂	0,00	0,02	Следы	Следы
Al ₂ O ₃	14,61	20,15	12,25	16,92
Fe ₂ O ₃	0,48	0,56	1,16	0,34
FeO	0,69	—	—	0,46
MnO	0,02	0,05	0,05	0,05
MgO	0,30	0,14	0,35	0,35
CaO	0,34	0,88	0,74	0,50
SrO	Не опр.	0,01	—	Не опр.
Na ₂ O	2,88	3,48	3,21	4,40
(K, Rb, Cs) ₂ O	9,49	3,76	1,07	2,32
Li ₂ O	Не опр.	0,52	0,89	1,12
P ₂ O ₅	0,17	0,25	Не опр.	Не опр.
SO ₃	0,02	Не опр.	» »	» »
BeO	Не опр.	0,04	0,14	0,040
H ₂ O ⁻	0,11	0,00	0,03	0,14
H ₂ O ⁺	0,43	0,47	0,90	0,11
П.п.п.	Не опр.	0,32	Не опр.	0,25
Сумма	100,21	100,33	100,01	100,35
Аналитик или литературный источник	Ю. Ю. Юрк (1956)	С. Ф. Дорондова	Т. А. Капитонова	В. М. Швец

вым и альбит-сподуменовым, что находится в соответствии с понижением среднего номера альбита в этом направлении. Наибольшее количество кальция следовало бы ожидать в микроклиновых пегматитах, но здесь мало кислого плагиоклаза, поэтому, несмотря на его сравнительно высокий номер (7—12) в краевой зоне гранит-пегматита, валовое содержание кальция в данном типе оказывается меньше, чем в микроклин-альбитовых пегматитах.

Следует, однако, отметить, что альбит-сподуменовые пегматиты иногда отличаются повышенным содержанием кальция. Если обычно средний номер альбита в них колеблется в пределах № 5—9, то в случае их залегания в мраморизованных известняках номер альбита, по данным Н. Н. Мартынова, варьирует в тех же пределах — 5—15, а в верхах тех же жил даже появляется альбит-олигоклаз № 11—18.

На Кольском полуострове в одном из месторождений альбит-сподуменовых пегматитов, залегающих среди ортоамфиболитов, нам приходилось отмечать развитие самостоятельной мелкозернистой кварц-олигоклазовой зоны мощностью 10—30 см. При этом олигоклаз был представлен плагиоклазом № 20—27. Поскольку мощность пегматитовых тел составляла 10—40 м, то количество олигоклаза на весь объем жил не превышало нескольких процентов от суммы всего кислого плагиоклаза, поэтому на названии типа (да и вообще на его геохимии и практическом значении) это не могло сказаться. Но общее содержание кальция

в жилах было явно повышено. В генетической части данной работы мы попытаемся показать, что повышение содержания кальция в позднем типе, возможно, и не является случайным. Более того, есть основания предполагать, что его содержание должно последовательно повышаться от ранних к поздним типам пегматитов, и данные табл. 20, как и всякие единичные анализы, вероятно, отражают случайную картину.

По мощности микроклиновых, микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов отмечается отчетливое общее понижение номера альбита¹ с приближением к центру жил, что особенно подробно было изучено американскими геологами (Камерон и др., 1951). По мощности этих пегматитов можно уверенно говорить о понижении содержания кальция к центру жил, а следовательно, и с ходом процесса.

В альбит-сподуменовых пегматитах, как в случае упомянутого выше месторождения на Кольском полуострове, тоже происходит уменьшение номера плагиоклаза к центру жил. Однако, по данным Н. Н. Мартыанова, закономерного изменения номера альбита по мощности жил не наблюдается. Но эти пегматиты вообще отличаются большим своеобразием и во многих других отношениях.

По падению пегматитовых жил всех типов содержание кальция должно возрастать из-за выклинивания внутренних зон с более низкими номерами альбита.

Железо и марганец. Для суждения о распределении этих элементов в пегматитах имеется мало данных. Совершенно определенно можно говорить лишь об изменении их относительного содержания по мощности жил. Как показывают химические анализы танталит-колумбита, турмалина, апатита и некоторых других минералов, отношение железа к марганцу в них уменьшается по мере перехода от зальбандов к центру жил.

Олово. Среднее содержание олова в гранитных пегматитах, включая слюдоносные и керамические, примерно равно 0,003% (см. табл.9), что в 10 раз выше его кларка в гранитах. Среднее содержание в промышленных типах редкометалльных пегматитов возрастает до 0,03% (т. е. в 100 раз больше, чем в гранитах).

В распределении олова по промышленным типам редкометалльных пегматитов наблюдается отчетливое и постепенное возрастание его содержания от ранних микроклиновых (0,003%) к поздним альбит-сподуменовым (0,054%). Как отмечалось выше, в одном из экзотических типов пегматитов — мусковит-альбитовых, правда, чрезвычайно редко встречающихся, содержание олова достигает 0,5—0,7%, т. е. по сравнению с гранитами имеем обогащение в 2000 раз.

По мощности пегматитовых тел распределение олова изучено всего лишь в пяти жилах. Содержание олова по мощности альбитовых пегматитов от внешних зон к центральным несколько уменьшается или остается без изменения (см. табл. 17). По мощности альбит-сподуменовых пегматитов содержание олова, наоборот, к центру жил возрастает (см. табл. 19). Результаты анализа не позволяют говорить о сходстве поведения олова и тантала в пегматитовом процессе, несмотря на близость их положения в менделеевской таблице и почти одинаковые потенциалы ионизации. Напомним, что и по типам пегматитов распределение олова противоположно распределению тантала, так как если содержание первого к позднему типу возрастает, то у второго оно совершенно отчетливо понижается.

¹ Низкие номера альбита могут быть встречены во всех зонах из-за проникновения материала внутренних зон во внешние. Но высокие номера альбита характерны только для внешних зон.

**Закономерности распределения элементов
и главные факторы, определяющие
их поведение в пегматитовом процессе**

От гранитов к пегматитам содержание всех редких элементов, типоморфных для пегматитового процесса, возрастает, хотя далеко не в одинаковой степени (табл. 21).

Тем же объясняется столь «дружное» накопление редких элементов, несмотря на весьма резкие различия в их свойствах. Их ионные радиусы колеблются от 0,34 до 1,65 Å, потенциалы ионизации — от 3,8 до 49,6 эв, валентность от 1 до 5 (табл. 22), притом одни элементы имеют

Таблица 21

**Концентрация щелочных и редких элементов в пегматитах по сравнению с гранитами
(концентрация элементов в гранитах принята за единицу)**

Элемент	Все гранитные пегматиты	Главные промышленные типы редкометаллических пегматитов	Пегматиты			
			микроклиновые	микроклин-альбитовые	альбитовые	альбит-сподуменовые
Li	5,5	75	0,8	29	35	140
Na	1,1	1,2	0,8	1,1	1,6	1,2
K	1,1	0,84	1,6	1,0	0,4	0,6
Rb	2,4	6	4,5	9	4,5	5
Cs	9	80	10	200	30	15
Tl	1,33	3,3	2	10	3	2
Be	4	29	5,5	33	77	27
Ta	5	27	9	40	38	15
Nb	1,15	3,5	2	3,6	4,6	3,4
Sn	10	100	10	60	100	180

Примечание. Содержание элементов в гранитах принято по данным А. П. Виноградова (1962), содержание элементов в пегматитах см. в табл. 5, 8, 10.

Таблица 22

Основные геохимические константы редких и близких к ним петрогенных элементов

Элемент	Радиус иона, Å	Ионный орбитальный радиус, Å	Потенциал ионизации, эв	Элемент	Радиус иона, Å	Ионный орбитальный радиус, Å	Потенциал ионизации, эв
Li ¹⁺	0,68	0,189	5,39	Zr ⁴⁺	0,82	—	33,83
Na ¹⁺	0,98	0,278	5,14	Hf ⁴⁺	0,82	—	31,0
K ¹⁺	1,33	0,592	4,34	Si ⁴⁺	0,42	0,20	44,95
Rb ¹⁺	1,49	0,734	4,16	Ti ⁴⁺	0,64	0,456	44,66
Cs ¹⁺	1,65	0,921	3,88	Sn ⁴⁺	0,67	0,458	40,57
Be ²⁺	0,34	0,139	8,14	Nb ⁵⁺	0,66	0,550	49,3
Mg ²⁺	0,74	0,246	14,97	Ta ⁵⁺	0,66	0,589	44,8
Ca ²⁺	1,04	0,538	11,82	Mo ²⁺	0,70	0,542	—
Sr ²⁺	1,20	—	5,68	W ⁶⁺	0,65	0,570	61
Ba ²⁺	1,38	—	5,20	Fe ²⁺	0,80	0,364	16,24
Al ³⁺	0,57	0,221	28,31	Fe ³⁺	0,80	0,364	16,24
Y ³⁺	0,97	0,640	20,6	Mn ²⁺	0,67	0,355	16,24
La ³⁺	1,04	0,819	19,2	Mn ⁴⁺	0,91	0,388	15,70
Tl ¹⁺	1,49	1,049	6,11				

четную валентность, другие нечетную. Единственно, что объединяет все редкие элементы в данном случае,— это их низкая концентрация в гранитном расплаве, которая является недостаточной для образования собственных редкометалльных минералов. В то же время их изоморфное вхождение на место петрогенных элементов в породообразующие минералы магматических пород энергетически невыгодно (литий по сравнению с магнием, рубидий и цезий по сравнению с калием) и затруднено большой разницей размеров ионных радиусов (таллий — калий) и валентности (бериллий — кремний; тантал, ниобий, олово — железо).

От типа к типу пегматитов среднее содержание разных элементов изменяется неодинаково (см. фиг. 31). От раннего микроклинового типа к самому позднему альбит-сподуменовому только литий и олово накапливаются последовательно и в большом количестве. Такие же элементы, как тантал, цезий, рубидий и таллий, наивысшего содержания достигают в микроклин-альбитовом, а ниобий и бериллий — в альбитовом типе, от которых как к ранним, так и к поздним типам их содержание уменьшается. Показательно, что ни один из редких элементов не имеет строго симбатного распределения по типам пегматитов ни с калием, ни с натрием.

Наиболее равномерно по типам пегматитов распределены ниобий и рубидий, максимальное среднее содержание которых в самых богатых этими элементами типах по сравнению с минимальными в микроклиновом типе, не превышает двукратной величины. У тантала максимальное обогащение не превышает 4,5-кратного размера; у бериллия оно 15-кратное, а у лития и цезия соответственно 200- и 20-кратное (табл. 23).

Таблица 23

Обогащение редкими элементами различных типов редкометалльных пегматитов по сравнению с микроклиновыми пегматитами
(содержание в микроклиновых пегматитах принято за единицу)

Элемент	Пегматиты			Элемент	Пегматиты		
	микроклин-альбитовые	альбитовые	альбит-сподуменовые		микроклин-альбитовые	альбитовые	альбит-сподуменовые
Li	40	50	210	Be	6	14	5
Rb	2	1	1	Ta	4,5	4,2	1,7
Cs	20	3	1,6	Nb	1,8	2,3	1,7
Tl	10	2	1	Sn	6	10	18

Примечание. По таллию и олову приводятся приблизительные цифры.

Понятно, что в любых пегматитах присутствуют все химические элементы. Однако если редкометалльные типы сравнить между собой по содержанию в них только тех элементов, концентрация которых превышает или близка к среднему для всех главных промышленных типов пегматитов, то получится следующая красноречивая картина паразитизиса:

микроклиновые пегматиты — нет характерных элементов;

микроклин-альбитовые пегматиты:

первый подтип — Ta > Nb, Be;

второй подтип — Ta > Nb, Be, Rb, Cs, Tl, Li (Sn);

альбитовые пегматиты:

первый подтип — Be, Ta ≈ Nb, Sn;

второй подтип — Be, Ta ≈ Nb, Li, Sn;

альбит-сподуменовые пегматиты — Li, Sn, Nb > Ta, Be (TR).

Указанный парагенезис элементов в пределах каждого типа пегматитов поражает исключительной выдержанностью и по сути дела почти не меняется не только от жилы к жиле в пределах поля, но и даже в различных пегматитовых провинциях.

Найти объяснение этому парагенезису элементов при данном состоянии учения о пегматитах, видимо, невозможно, поскольку элементы с самыми различными химическими свойствами (например, литий, цезий, тантал, таллий) почему-то оказываются тесно связанными. Сейчас ясно лишь одно, что эта связь рождается еще в материнском очаге, и пегматитовые расплавы-растворы уже в момент внедрения имеют определенное соотношение как щелочных, так и редких элементов, иначе невозможно понять устойчивость их парагенезиса. Для практики поисков и оценки пегматитов можно вполне ограничиться констатацией этого эмпирического парагенезиса элементов.

Различная степень обогащения редкими элементами разных типов пегматитов непосредственно сказывается на их практической ценности. Разумеется, возможность рентгенового извлечения редкого элемента из пегматита определяется не только его средним содержанием в жиле, но и характером распределения редкометалльных минералов в пегматитовых телах, размером жил и другими геолого-минералогическими, технологическими и экономическими факторами. В результате, например, несмотря на низкое содержание BeO в целом на жилу, из микроклиновых пегматитов добывается значительное количество берилла, так как берилл в этом типе образует крупные призматические кристаллы длиной 1—2 м и более, что позволяет легко извлекать его вручную. В то же время, несмотря на сравнительно высокое содержание берилла в мусковит-альбитовых пегматитах, берилл из них обычно не извлекается, так как небольшие масштабы жил делают нерентабельным организацию его флотации, и т. д. Благодаря этому в настоящий момент в пегматитах различных типов практический интерес в тех или иных месторождениях представляют следующие элементы:

микроклиновые пегматиты — Be;

микроклин-альбитовые пегматиты — Ta, Cs, Be, Li, Rb, Nb, Sn;

альбитовые пегматиты — Be, Ta, Nb, Sn;

альбит-сподуменовые пегматиты — Li, Ta, Be, Nb, Sn.

По мощности пегматитовых тел изучение характера изменения содержания элементов представляет большой научный и практический интерес. Для теории пегматитообразования вопрос о том, уменьшается или возрастает содержание элемента от зальбандов к центру жил, важен потому, что по характеру изменения содержания элемента по мощности тел можно судить о его поведении в ходе пегматитового процесса. А пегматитовый процесс, в свою очередь, является моделью магматического процесса; в результате возникает реальная возможность предсказания путей геохимической миграции редкого элемента на довольно значительном их отрезке. Практическая же важность изучения распределения редкого элемента по мощности жил состоит в том, что на этом основании можно предугадывать его поведение по падению жил (см. ниже).

Однако прежде чем переходить к рассмотрению этого вопроса, нам хотелось бы вкратце остановиться на роли потенциала ионизации элементов в геохимии, поскольку это проясняет причины возникновения ряда закономерностей.

Течение любых природных процессов всецело управляется энергетическими законами. В свою очередь, как это было показано работами А. Е. Ферсмана (1937), А. А. Саукова (1937), В. И. Лебедева (1957а), геохимическое поведение атомов в земной коре и, в частности, наиболее важные в практическом отношении процессы их рассея-

ния и концентрации, приводящие к возникновению рудных месторождений, определяются энергетическими константами элементов. В этом отношении наиболее удобны потенциалы ионизации элементов, определяемые опытным путем.

Потенциалы ионизации находятся в непосредственной или опосредованной связи со многими свойствами элементов, влияющими на их геохимическое поведение. К числу таких свойств относятся: 1) атомный вес, заряд и размер атома; 2) размер ионного радиуса редкого элемента и его соотношение с ионными радиусами других элементов, в частности порообразующих; 3) тип связи; 4) валентность; 5) ионный потенциал; 6) степень сродства к кислороду или сере; 7) температура плавления и кипения элементов, растворимость их соединений; 8) способность образования комплексных соединений и их растворимость; 9) химическая активность и др. (Ферсман, 1937; Бетехтин, 1952; Момджи, 1955, 1963; Лебедев, 1957а; Белов 1959а, б, 1963; Власов, 1963). Между тем нельзя не отметить, что потенциал ионизации незаслуженно мало применяют в геохимии по сравнению с другими энергетическими константами элементов. Хотя совершенно очевидно, что применение потенциала ионизации должно быть гораздо эффективнее, чем использование, например, электроотрицательности, поскольку последняя рассчитывается по потенциалам ионизации (Поваренных, 1963), тогда как потенциал ионизации представляет собой экспериментально полученную объективную величину. Мы уже не говорим о некоторых других константах, в расчете которых участвуют ионные радиусы, имеющие, как известно, непостоянную величину (эки, ионные потенциалы и т. п.).

Поэтому даже априорно можно утверждать, что потенциалы ионизации элементов будут в значительной мере определять процессы их рассеяния и концентрации, процессы хотя и прямо противоположные, но взаимосвязанные, находящиеся в определенном единстве. Ниже мы попытаемся продемонстрировать проявление этих процессов на примере поведения редких элементов в пегматитах, являющихся весьма удобными объектами для изучения, так как по существу они представляют собой природные автоклавы (Ермаков, 1965), физико-химические условия кристаллизации в которых довольно точно могут быть восстановлены по их минеральным продуктам.

В частности, для понимания последующего важно рассмотреть: 1) зависимость между потенциалами ионизации элементов и концентрацией, необходимой для образования их собственных минералов (Солодов, 1965в); 2) зависимость количества собственных минералов редкого элемента от его потенциала ионизации (Солодов, 1967б).

В пегматитах практически все эндогенные редкометалльные минералы независимо от того, как они образовались — путем реакционного автометасоматоза или посредством свободной кристаллизации из расплава-раствора, являются первичными компонентами тех структурно-парагенетических комплексов — зон, в которых они находятся (Камерон и др., 1951; Солодов, 1962 в). Исходя из этого, концентрацию редкого элемента в пегматитовом расплаве-растворе (в момент начала выделения редкометалльного минерала) можно условно принять равной¹ его среднему содержанию в жиле за вычетом внешних безрудных (по данному элементу) зон, как это для примера рассчитано в табл. 24.

Выполненные таким образом расчеты по нескольким жилам микроклин-альбитового типа², тщательно опробованным по зонам и разве-

¹ Фактически концентрация редкого элемента, как правило, должна быть несколько выше, так как он выносится в окружающие породы в период становления пегматита.

² Этот тип пегматитов удобен тем, что в нем широко развиты все элементы и редкометалльные минералы, характерные для пегматитового процесса.

Пример расчета концентрации редких элементов в расплаве-растворе в момент начала массового выделения редкометалльного минерала

Зоны в порядке их расположения от альбандов к центру жил	Относительный объем зоны, %	Содержание Ta + Nb, %		Содержание Be, %		Содержание Li, %		Содержание Cs, %	
		в зонах согласно опробованию	в расплаве-растворе в момент начала выпадения танталит-колумбита	в зонах согласно опробованию	в расплаве-растворе в момент начала выпадения берилла	в зонах согласно опробованию	в расплаве-растворе в момент начала выпадения сподумена	в зонах согласно опробованию	в расплаве-растворе в момент начала выпадения колумбит-танталита
Гранит-пегматита с колумбитом	11	0,009			0,000		0,00		0,00
Мелкозернистого альбита с бериллом и колумбитом	11,4	0,011		0,045			0,00		0,00
Блокового микроклина I, безрудная	35	0,000		0,000			0,00		
Кварц-мусковитовых гнезд с бериллом и колумбитом	8	0,017	0,009	0,038			0,00		0,0
Кварц-клевеландит-сподуменовая с бериллом и танталитом	23,3	0,017		0,017	0,018	0,62			0,0
Мелкопластинчатого альбита со сподуменом, бериллом, танталитом и поллучитом	5	0,029		0,014		0,56	0,49	4,4	
Блокового кварца, безрудная	6,3	0,000		0,000		0,00		0,0	1,9

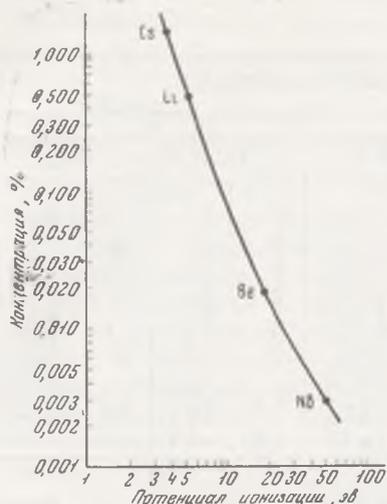
данным на глубину иногда до полного выклинивания, показывают, что в пегматитах собственный минерал цезия (поллучит) начинает образовываться при концентрации этого элемента в расплаве-растворе более 1%. Главный литиевый минерал (сподумен) появляется при концентрации лития в расплаве-растворе от 0,45 до 0,60%, в среднем около 0,5%. Бериллий образует свой главный собственный минерал (берилл) при концентрации 0,015—0,020, в среднем 0,018%, тогда как собственный минерал ниобия и тантала¹ (колумбит) появляется уже при их суммарной концентрации 0,002—0,003%.

Таким образом, критическая концентрация редкого элемента в расплаве-растворе, при которой начинает образовываться его собственный минерал, постепенно увеличивается от ниобия и тантала к бериллию, литию, цезию, тогда как их потенциалы ионизации² в этом направлении понижаются (см. табл. 22).

Выявленная зависимость установлена на примере силикатов, разница в энергии кристаллических решеток которых главным образом обеспечивается различием энергетических показателей входящих в них ка-

¹ В данном случае следует брать их суммарное содержание, поскольку они образуют один минерал, и занимают в его кристаллической решетке одно и то же положение.

² Здесь и далее в работе приводятся потенциалы ионизации того электрона, который соответствует высшей валентности в природных соединениях. Потенциалы даны согласно Грину (Green, 1959).



Фиг. 42. Антибатная зависимость между потенциалом ионизации элемента и его критической концентрацией, при которой возникают собственные минералы

тионов¹. Вполне очевидно, что при сравнении минералов с разными анионами (или вообще более сложного состава) надо учитывать энергетические показатели и других компонентов.

Хотя мы имеем достоверные цифры всего лишь по четырем элементам, кривая, построенная по этим данным в логарифмическом масштабе (фиг. 42), вряд ли отражает случайную зависимость, потому что подтверждается материалами по всем остальным редким элементам пегматитов. Найденная по этой кривой критическая концентрация циркония, гафния, скандия, тория, иттрия, церия очень часто оказывается меньше их содержания в пегматитах. И в этом случае в них появляются собственные минералы данных элементов (табл. 25). И наоборот, у таких элементов, как галлий, таллий, стронций, барий, рубидий, критическая концентрация всегда выше их содержания, которое наблюдается в гранитных пегматитах, поэтому их собственных минералов здесь не образуется (табл. 25).

Таблица 25

Критическая концентрация редких элементов и их содержание в пегматитах

Элемент	Основные собственные минералы	Потенциал ионизации, эв	Критическая концентрация, %	Максимальное содержание в пегматитах %
Zr	Циркон	33,83	0,0056	0,005—0,00 (Ляхович, 1963а, б)
Hf	Ильваит, циртолит, наэ-гит	31,0	0,007	Более 0,01 (Knorring, Hornung, 1961)
Th	Торит	29,46	0,008	0,01—0,05 (Калита, 1963)
Sc	Тотвейтит, бацит	24,64	0,011	Более 0,01 (Neumann, 1941)
Y	Гадолинит, таленит, иттриалит, иттроортит, абакумолит	20,6	0,016	0,02—0,2 (Калита, 1963)
Ce	Ортит	19,7	0,017	0,02—0,1 (Хвостова, 1962)
Ga	Собственных минералов нет	30,66	0,007	0,001—0,005 (Слепнев, 1962; Борисенок, Рябчиков, 1962)
Tl	То же	6,08	0,350	0,011—0,005 (Солодов, 1962в)
Sr	»	5,68	0,430	0,005—0,020 (Shimmer, 1943; Солодов, 1962в)
Ba	»	5,20	0,550	0,005—0,020 (Солодов, 1962в)
Rb	»	4,16	Более 1	0,50—0,87 (Солодов, 1962в)

¹ В балансе энергии кристаллической решетки тантало-ниобатов ниобий и тантал играют настолько большую роль, что значение типа соединений в данном случае оказывается на втором плане.

Необходимо отметить, что в щелочных пегматитах содержание стронция и бария иногда превышает критическую концентрацию¹. В результате здесь появляются их собственные минералы: лампрофилит, томсонит, батисит, иннелит, лейкофенит и др.

Выявленную зависимость можно использовать для целенаправленных поисков новых минералов, особенно микроминералов. Интересно было бы провести аналогичный анализ по пегматитам, связанным с щелочными и основными породами, а также в иных геологических образованиях.

Переходя к другому вопросу, а именно — к зависимости количества минералов от потенциала ионизации элементов, заметим, что возникновение того или иного минерала зависит от целого ряда как внешних факторов (физико-химические условия кристаллизации), так и внутренних свойств самого видообразующего, по удачному выражению А. С. Поваренных (1963), элемента.

Чтобы отвлечься от влияния внешних факторов, рассмотрим образование минералов в одном из парагенетических типов гранитных пегматитов — в микроклин-альбитовых пегматитах. Поскольку температура и давление, концентрация породообразующих элементов, величина рН и другие внешние факторы минералообразования варьируют в сравнительно узких пределах, то возникновение минералов в жилах данного типа будет зависеть главным образом от внутренних свойств каждого видообразующего элемента и его собственной концентрации в пегматитовом расплаве-растворе.

В микроклин-альбитовых пегматитах обнаружены следующие гипогенные минералы редких элементов:

цезий — поллцит, родицит, воробьевит (три минерала);
рубий — рубидиевый лепидолит, содержащий 4,8—6,0% Rb₂O;
литий — криолитонит, родицит, сподумен, холмквистит, лепидолит, кукеит, манандонит, петалит, эвкрипит, трифилин-литофиллит, литиофосфат, амблигонит-монтебразит (двенадцать);
бериллий — хризоберилл, фенакит, бертрандит, берилл, битийт; гельвин, гадолинит, гамбергит, родицит, бериллонит, харлбутит, гердерит (двенадцать);
церий — бетафит, TR-везувиан, мариньякит, монацит, ортит, флюоцерит (шесть);
иттрий — браннерит, гадолинит, гелландит, иттрокразит, иттротанталит, иттрофлюорит, кобеит, ксенотим, самарскит, галенит, фергусонит, эвксенит (двенадцать);
скандий — тортвейтит, бацит (два);
торий — монацит, ортит, торит, алданит, поликраз, торогумит, тухолит (семь);
гафний — гафниевый циркон, содержащий 31% HfO₂ (один);
цирконий — циркон, кобеит, гафниевый циркон (три);
тантал — тантал самородный, стрюверит, форманит, стибьотанталит, висмутотанталит (угандит), сичгсонит, тапиолит, танталит, тантэвксенит, микролит, иттротанталит, торолит (двенадцать);
ниобий — ильменорутил, мооссит, пирохлор, фергусонит, стибьоколумбит, колумбит, эвксенит, самарскит (восемь).

При просмотре этого списка редкометалльных минералов, отмечается резко неодинаковое количество минеральных видов у разных элементов. Причем, если для такой пары элементов, как гафний и цирконий, меньшее количество минералов первого по сравнению с количеством минералов второго можно довольно просто объяснить соответствующим соотношением их максимальных концентраций в пегматитовом расплаве-растворе, то для многих других случаев это объяснение невозможно. Например, у цезия, концентрация которого в пегматитовом расплаве-растворе часто достигает нескольких процентов (судя по его содержанию в центральных частях пегматитовых тел), известно всего лишь три собственных минерала, тогда как у лития, концентрация которого зна-

¹ В этих пегматитах критическая концентрация, конечно, будет несколько иной из-за существенного отличия физико-химических параметров кристаллизации по сравнению с гранитными пегматитами.

чительно ниже и обычно не превышает 0,5—0,6%, в пегматитах образуется 12 собственных минералов.

Чтобы абстрагироваться от влияния концентрации на возникновение минеральных видов и выявить значение в этом отношении энергетических констант элементов, мы условно определим, сколько максимально минералов приходится на единицу концентрации, скажем, на 0,01% содержания элемента в пегматитовом расплаве-растворе. Например, в пегматитах выявлено 12 минералов тантала. В то же время из практики разведки известно, что максимальное содержание этого элемента в центральных зонах некоторых пегматитовых тел достигает

Таблица 26

Зависимость количества собственных минералов от величины потенциала ионизации видообразующих элементов

Элемент	Потенциал ионизации, эв	Количество собственных минералов в микроклин-альбитовых пегматитах	Максимальная концентрация редкого элемента в пегматитовом расплаве, %	Количество минералов, приходящихся на 0,01% концентрации элемента в пегматитовом расплаве
Cs	3,88	3	4,0	0,008
Rb	4,16	1	0,9	0,011
Li	5,39	12	0,6	0,2
Be	18,14	12	0,20	0,6
Ce	19,7	6	0,1	0,6
Y	20,6	12	0,15	0,8
Sc	24,6	2	0,015	1,3
Th	28,9	7	0,05	1,4
Hf	31,0	1	0,01	1,0
Zr	33,83	3	0,020	1,5
Ta	44,8	12	0,040	3,0
Nb	49,3	8	0,025	3,2

0,04%. Следовательно, на 0,01% концентрации тантала приходится $12:4=3$ минерала. Вычисленные подобным образом количества минералов различных редких элементов приведены в табл. 26. Из таблицы со всей очевидностью устанавливается, что чем выше потенциал ионизации элементов, тем больше при прочих равных условиях он может образовывать своих собственных минералов. Эта зависимость прослеживается на всех редких литофильных элементах, которые образуют в микроклин-альбитовых пегматитах самостоятельные гипогенные минералы, и потому вряд ли является случайной.

Охарактеризованные зависимости в принципе должны быть применимы и ко всем прочим породообразующим и малым элементам. Однако вряд ли правомерно их сопоставление в этом отношении с редкими элементами ввиду резкой специфики геохимического проявления каждой из этих групп, не говоря уж о том, что в группе породообразующих и малых элементов объединяются элементы, резко различные по своему отношению к кислороду: здесь и типичные литофилы (натрий, калий, кальций и др.), типичные сидерофилы (железо, марганец) и халькофилы (медь и др.). В этом случае значение потенциала ионизации естественно отступает на второй план.

В предыдущем разделе мы рассмотрели распределение каждого из редких элементов по мощности жил в различных типах пегматитов. В результате можно наметить следующие основные закономерности.

По мощности пегматитовых тел одного и того же парагенетического типа пегматитов содержание изменяется неодинаково для всех редких элементов. Например, в микроклин-альбитовых пегматитах, отличающихся наибольшим разнообразием редкометального оруденения, содержание тантала и цезия, а также в менее яркой форме лития, рубидия и таллия от зальбандов к центру жил возрастает, тогда как содержание бериллия и ниобия в этом направлении уменьшается.

Столь различное поведение редких элементов, по всей вероятности, в первую очередь объясняется различием в их энергетических показателях. Обращает на себя внимание тот факт, что содержание к центру жил возрастает у тех элементов, которые обладают малыми потенциалами ионизации, тогда как у элементов с высокими потенциалами ионизации содержание выше во внешних зонах. Даже наблюдается некоторая антибатная зависимость между потенциалом ионизации и степенью обогащения элементов в центре жил.

Исключение из этого правила составляет тантал, который, несмотря на свой высокий потенциал ионизации, совершенно четко накапливается в центре жил. Это, видимо, объясняется тем, что тантал при образовании микроклин-альбитовых пегматитов находится в виде каких-то комплексных соединений, обладающих по сравнению с соединениями ниобия повышенной растворимостью, что позволяет ему долго удерживаться в растворе и, следовательно, отжиматься к центру жилы. Кроме того, как мы сейчас покажем, большую роль играет соотношение потенциала ионизации тантала и ниобия.

На поведение элемента в ходе процесса влияет не только абсолютная величина его потенциалов ионизации, но также и (пожалуй, даже в еще большей степени) соотношение с потенциалом ионизации геохимически близких элементов. Намечается следующее геохимическое правило: из двух близких по геохимическим свойствам элементов к концу процесса относительно накапливается тот элемент, который обладает меньшим потенциалом ионизации.

В самом деле, из материалов предыдущего раздела совершенно отчетливо следует, что отношение валовых содержаний Ca/Na , Na/K , Fe/Mn , K/Rb , Tl/Rb ¹ Rb/Cs , Tl/Cs , Nb/Ta последовательно уменьшаются в ходе пегматитового процесса, а по мощности жил — от зальбандов к их центру. Отметим, что полностью аналогичное изменение этих отношений наблюдается и для содержания элементов в минералах, когда элементы в них находятся в виде изоморфной примеси (Солодов, 1960).

Нетрудно видеть, что в числителе всех этих отношений находятся элементы с большими потенциалами ионизации, а в знаменателе — с меньшими. Эта закономерность представляет собой очень устойчивое правило, почти не знающее исключений.

Раньше (Солодов, 1962в) по существующей традиции мы объясняли эту зависимость соотношением ионных радиусов, поскольку в большинстве пар в числителе элемент имеет меньший ионный радиус, а в знаменателе — больший. Но в таком случае в перечисленных парах имелось два исключения — это отношения Tl/Rb и Nb/Ta . Так как в данных парах ионные радиусы элементов равны, значит, никакого закономерного изменения их отношения в ходе процесса, казалось бы, не должно наблюдаться. Однако отношение Nb/Ta в микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитах с ходом процесса всегда совершенно однозначно уменьшается (см. табл. 16, 17). Да и для отношения Tl/Rb можно сделать тот же вывод (хотя здесь из-за малых количеств таллия

¹ Выше мы везде для удобства рассматривали отношение Rb/Tl , а не Tl/Rb . Поскольку рубидия больше, чем таллия, то получаются цифры выше единицы. По традиции мы также брали отношение Ta/Nb , а не Nb/Ta .

его определение может давать большую относительную ошибку, что в некоторых случаях приводит к несколько противоречивым результатам; см. табл. 12). Поэтому правило, опирающееся на потенциалы ионизации, оказывается гораздо более емким и общим, чем правило соотношений ионных радиусов.

Описанному правилу вполне подчиняется и целый ряд других рассматриваемых ниже пар элементов, обладающих близкими геохимическими свойствами. Например, хотя мы не имеем определений магния, но можем уверенно говорить об уменьшении отношения валовых содержаний Mg/Li от зальбандов к центру жил, так как главные магнийсодержащие минералы (биотит и шерл) в основном распространены в краевых зонах, тогда как литиевые минералы — в центральных.

Гафниевые цирконы обнаруживаются также в центральных частях жил благодаря накоплению здесь гафния относительно циркония, поскольку у первого потенциал ионизации (31,0 эв) меньше, чем у второго (33, 83 эв).

Показательно также, что галлий, имеющий больший потенциал ионизации (30,66 эв), нежели его пороодообразующий аналог алюминий (28,35 эв), по этой причине не обнаруживает накопления в центре пегматитовых тел, из-за чего и не образует самостоятельных минералов в пегматитовом процессе.

Несколько неясным для нас остается поведение пары Y/Ce. Судя по потенциалам ионизации этих элементов (у церия — 19,7 эв, у иттрия — 20,6 эв), это отношение должно было бы с ходом пегматитового процесса уменьшаться. Однако есть сведения (Ингерсон, устное сообщение), которые указывают на обратный ход изменения, т. е. иттриевые земли накапливаются в центре жил относительно суммы цериевых земель. Тем не менее возможно, что эта пара и не является исключением из правила, поскольку средний потенциал ионизации цериевых земель может оказаться больше среднего потенциала ионизации иттриевых земель, так как по некоторым данным потенциалы ионизации в ряду редких земель варьируют в широких пределах, и, возможно, не подчиняются линейной зависимости (у европия, например, он равен 11,5 эв, что почти в 2 раза меньше, чем у крайних членов ряда).

Единственное несомненное исключение из охарактеризованного правила составляет таллий, отношение которого к калию должно было бы к центру жил уменьшаться, однако оно увеличивается, подчиняясь соотношению их ионных радиусов. Но таллий обладает двойственностью своих геохимических свойств. Возможно, именно это обстоятельство и делает его исключением, так как для собственно литофильных элементов, как петрогенных, так и редких, из этого правила отклонений неизвестно.

Кристаллохимический смысл описанного правила вполне очевиден. Из двух элементов, обладающих близкими геохимическими свойствами, элемент с большими энергетическими показателями при прочих равных условиях¹ должен в первую очередь образовывать собственные минералы (например, альбит вместо микроклина, олигоклаз вместо альбита, колумбит вместо танталита и т. п.). Точно так же в качестве изоморфной примеси минералы-хозяева будут поглощать (допускать) из двух близких элементов в первую очередь тот, который обладает большими энергетическими показателями, поскольку его поглощение обеспечивает большую энергетическую выгоду.

¹ Именно при прочих равных, во всяком случае, сопоставимых условиях, поскольку, например, при резком преобладании концентрации одного элемента над другим, близким ему по свойствам, в первую очередь, конечно, будет выделяться в твердую фазу элемент, обладающий высокой концентрацией. Возможно, в этом кроется причина возрастания отношения Tl/K к центру жил.

Вполне очевидно, что потенциал ионизации — не единственный фактор, влияющий на поведение элементов в пегматитовом процессе. Исходная концентрация редких элементов в пегматитовом расплаве-растворе является не менее важным фактором, поскольку она непосредственно влияет на последовательность выделения редкометалльных минералов, т. е. на время перехода редких элементов в твердую фазу. Начальная концентрация весьма сильно сказывается на характере распределения редкометалльных минералов по мощности пегматитов, предопределяя их появление в одной или нескольких зонах. При большой исходной концентрации редкого элемента его минералы начинают выпадать раньше, т. е. практически в более внешних зонах, при меньшем исходном содержании — позже, т. е. в зонах, расположенных ближе к центру. Особенно ярко влияние исходной концентрации сказывается на распределении лития и бериллия, что было продемонстрировано выше при описании геохимии этих элементов (см. фиг. 38 и 39).

Влияние концентрации также сказывается на длительности выделения минералов. Как бы ни был велик потенциал ионизации элемента, последний не переходит в твердую фазу сразу весь в начале процесса, а обычно кристаллизуется длительный срок. В частности, эмпирически установлено совершенно определенно, что если редкометалльный минерал развит в одной из внешних зон, то он обязательно будет обнаружен и в промежуточных, и в центральных рудных зонах. В практике разведочных работ неизвестны случаи обнаружения редкометалльных минералов только во внешних зонах. Все это, видимо, объясняется тем, что из-за уменьшения концентрации редкого элемента (в связи с его переходом в твердую фазу) кристаллизация редкометалльного минерала затормаживается до тех пор, пока содержание редкого элемента в процессе кристаллизационной дифференциации снова не возрастет до необходимого уровня. В результате выделение минерала растягивается на длительный срок.

Как было показано в предыдущем разделе, распределение некоторых редких элементов по мощности жил имеет неодинаковый характер в разных типах пегматитов. Лишь одновалентные редкие элементы (литий, рубидий, цезий, таллий) обладают сходным характером распределения во всех типах пегматитов; их содержание по мощности жил, несмотря на целый ряд нюансов, всегда имеет отчетливую тенденцию к возрастанию в центре жил. Для бериллия же, тантала и ниобия такого единообразия не устанавливается. Содержание бериллия в микроклиновых и альбитовых пегматитах к центру жил возрастает, тогда как в микроклин-альбитовых и альбит-сподуменовых — падает.

Возрастание содержания бериллия к концу процесса при образовании микроклиновых пегматитов вполне понятно, так как в этом типе исходное содержание данного элемента невелико (не более 0,01% BeO). А выше было показано, что для бериллия условная критическая концентрация в пегматитовом расплаве-растворе, при которой он начинает образовывать берилл, составляет 0,018%. Поэтому на ранних стадиях он не может образовывать собственных минералов, будучи вынужденным отжиматься в ходе процесса к центру жил, где и достигает концентрации, необходимой для кристаллизации берилла.

В микроклин-альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитах содержание BeO в исходном пегматитовом расплаве-растворе, судя по его среднему содержанию в этих пегматитах, составляет 0,04—0,06%. При таком содержании бериллий с самого начала вполне способен образовывать собственный минерал — берилл, который в результате и появляется даже во внешних и краевых зонах этих жил. По мере выделения берилла концентрация в ходе процесса уменьшается, что и приводит к уменьшению его содержания к центру жил.

Однако при образовании альбитовых пегматитов концентрация бериллия гораздо выше (до 0,240% BeO), чем при образовании микроклин-альбитовых и альбит-сподуменовых, и тем не менее в них не наблюдается уменьшения его содержания к центру жил. Наоборот, оно возрастает, хотя и не до самого центра жил, а лишь до границы зоны клевеландита с центральными зонами блокового кварца, чешуйчатого мусковита и блокового микроклина II, где и располагается основная масса берилла. Такое местоположение берилла в текстуре жилы указывает на то, что его большая часть образуется после выпадения основной массы альбита-клевеландита и ухода из раствора большей части натрия. Это, в свою очередь, наталкивает на мысль, что высокая концентрация натрия в данных условиях удерживает бериллий в растворе, заставляя его отжиматься к центру жил. И только после образования альбитовых зон и резкого понижения концентрации натрия у бериллия появляется возможность выпасть в твердую фазу в виде берилла.

Влияние химизма пегматитового расплава-раствора хорошо прослеживается и при формировании микроклин-альбитовых пегматитов, потому что берилл (да и все другие редкометалльные минералы) в них выпадает лишь в этапы образования альбитовых зон, но почти совсем не образуется на этапах образования существенно микроклиновых зон. Это, в свою очередь, приводит к предположению о том, что редкие элементы в пегматитовом расплаве-растворе преимущественно находятся в форме каких-то комплексных соединений с натрием, распад которых и приводит к образованию редкометалльных минералов.

Влияние pH на последовательность перехода редкого элемента в твердую фазу было показано выше, на примере тантала и ниобия, поэтому мы здесь больше на этом останавливаться не будем.

Таким образом, на распределение редких, как, впрочем, и петрогенных, элементов по мощности пегматитовых тел, а значит и в ходе процесса первостепенное влияние оказывают величины их энергетических показателей, соотношение этих показателей у химически сходных элементов, собственная концентрация редких элементов в пегматитовом расплаве-растворе и концентрация близких к ним петрогенных элементов, а также величина pH.

Без сомнения велико значение также температуры и давления, однако эти два фактора пока не поддаются точной документации по минеральным продуктам процесса. В более частных случаях влияние, разумеется, оказывают другие факторы.

По падению пегматитовых тел в распределении редких элементов также наблюдаются черты сходства и различия, что особенно осложняется неодинаковым поведением некоторых элементов в разных типах пегматитов.

При вертикальной зональности первого рода содержание цезия, рубидия и тантала по падению пегматитовых тел всех типов уменьшается, а ниобия возрастает, содержание лития не обнаруживает существенных изменений на большом протяжении по падению жил. Содержание тантала и бериллия изменяется по-разному в различных типах. Содержание тантала по падению микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов уменьшается, а альбит-сподуменовых возрастает или остается приблизительно постоянным. Содержание бериллия в микроклиновых и альбитовых пегматитах с глубиной падает, в альбит-сподуменовых увеличивается или остается без заметных изменений, тогда как в микроклин-альбитовых пегматитах оно зависит от того, какие бериллоносные зоны в них развиты: если только внутренние, то с глубиной оно будет понижаться, если же одновременно развиты и внешние рудные зоны, то может возрастать.

При вертикальной зональности второго рода редкометалльная минерализация по падению жил изменяется очень резко. Поскольку каждый тип пегматитов характеризуется своей минерализацией, то естественно, что смена типа по падению приводит к появлению одних и к исчезновению других редкометалльных минералов, а следовательно, к изменению содержания редких элементов. Например, при распространенной обратной вертикальной зональности второго рода переход микроклинового пегматита в микроклин-альбитовый вызывает увеличение содержания бериллия, лития, цезия, тантала, так как появляются новые редкометалльные минералы — сподумен, лепидолит, поллуцит, танталаты — и возрастают содержания берилла. Переход микроклин-альбитового пегматита на глубине в альбитовый приводит к дальнейшему возрастанию содержания бериллия, но резкому снижению содержания цезия из-за исчезновения поллуцита и лепидолита. Если микроклин-альбитовый пегматит переходит в альбит-сподуменовый, то с глубиной увеличивается содержание лития, но понижается содержание тантала.

Таким образом, поведение редких элементов по падению пегматитовых тел разнообразно: с глубиной содержание одних элементов всегда уменьшается, других всегда возрастает, тогда как у третьих в некоторых условиях оно понижается, а в некоторых увеличивается. Этот вывод в корне меняет известное представление К. А. Власова о том, что содержание всех редких элементов в жилах с глубиной якобы всегда понижается. Следовательно, оценка жил на глубину должна производиться дифференцированно, с учетом конкретных данных по их внутреннему строению и выявленных закономерностей распределения редких элементов.

В пегматитовых зонах распределение редких элементов также подчиняется определенным закономерностям.

При анализе содержания редких элементов в зонах (см. табл. 2) устанавливается резкое различие в диапазоне распространения редких элементов по мощности жил. Из всех зон, выявленных в редкометалльных пегматитах, тантал и ниобий в значительном количестве встречаются в 14 зонах, бериллий — в восьми, литий — в четырех, рубидий — в двух, а цезий — только в одной. Весьма показательным, что концентрация цезия (в частности, поллуцит) наблюдается лишь в самой центральной (из всех рудных зон) зоне мелкопластинчатого альбита, расположенной возле кварцевого ядра либо (при отсутствии последнего) непосредственно в центре жилы. Промышленные содержания литиевых минералов в большинстве случаев также находятся в центральных и промежуточных зонах. Берилл распространен уже не столько в центральных, сколько в промежуточных зонах, а пегматиты микроклин-альбитового типа в большом количестве содержат его в одной из внешних зон — зоне мелкозернистого альбита. Минералы тантала и ниобия развиты как в центральных, так и в промежуточных и даже краевых альбитовых и альбитсодержащих зонах. Таким образом, самый широкий диапазон распространения (от зальбандов до центра жил) наблюдается у минералов тантала и ниобия. У бериллиевых минералов диапазон становится более узким, у литиевых при небольшой концентрации он значительно суживается, а у цезиевых оказывается самым узким.

Естественно возникает вопрос, почему одни редкие элементы (тантал, ниобий) переходят в твердую фазу на протяжении почти всего процесса консолидации пегматита, хотя содержащие их редкометалльные минералы (например, танталит-колумбит) развиты как во внешних, так и в промежуточных зонах, тогда как другие редкие элементы (бериллий, литий) начинают переходить в твердую фазу только с середины процесса, поскольку содержащие их минералы (берилл, сподумен) обыч-

но находятся только в промежуточных и центральных зонах, а некоторые элементы (цезий) начинают переходить в твердую фазу лишь в конце процесса, ибо содержащие их минералы (поллуцит) встречаются только в центральных зонах.

Одним из факторов, влияние которого на время перехода редкого элемента в твердую фазу вполне очевидно, является величина энергетических показателей элементов, в частности их потенциала ионизации. Хорошо известно, что чем выше потенциал ионизации элементов, тем выше их температура плавления и кипения и тем слабее химическая активность элементов, а следовательно, ниже растворимость их соединений.

Если интересующие нас редкие элементы расположить в последовательности сужения их диапазона распространения, то это будет строго соответствовать уменьшению их энергетических показателей, что отчетливо видно из сравнения потенциалов ионизации с числом зон, содержащих данный элемент в существенных количествах (см. табл. 2, 22).

Выше было показано, что элементы, обладающие большими потенциалами ионизации, характеризуются способностью образовывать самостоятельные минералы при сравнительно низкой концентрации их, в то время как элементы с низкими потенциалами ионизации могут образовывать самостоятельные минералы лишь при относительно высокой концентрации. В связи с этим такие элементы, как тантал и ниобий, обладающие большими потенциалами ионизации, уже в самом начале пегматитового процесса при наличии сравнительно небольшой начальной концентрации начинают образовывать самостоятельный минерал танталит-колумбит. Такой же элемент с малой энергией, как цезий, прежде чем начать образовывать самостоятельный минерал, вынужден сначала пройти стадию обогащения в процессе кристаллизационной дифференциации, поскольку начальная концентрация его недостаточна для образования поллуцита. Поэтому поллуцит не образуется в ранних зонах, а выпадает лишь в центральной зоне мелкопластинчатого альбита. Литий и бериллий, характеризующиеся промежуточными значениями своих энергетических показателей по сравнению с ниобием и цезием, начинают образовывать свои минералы в промежуточных зонах.

Распределение элементов по мощности и падению отдельных пегматитовых зон (как и в целом для пегматитовых тел) подчиняется определенным закономерностям, но не обнаруживает единообразия (см. предыдущий раздел). Как разные элементы в одной и той же зоне могут вести себя неодинаково, так и один и тот же элемент в разных зонах имеет различный характер изменения своего содержания по мощности и падению зон.

В наиболее общем виде можно наметить следующие закономерности. По мощности поллуцитсодержащей зоны концентрация цезия увеличивается к центру жил, содержание лития по мощности кварцклевеландит-сподуменово́й зоны в целом остается довольно постоянным, если не считать небольшого повышения в центре зоны, тогда как содержание бериллия и суммы тантала и ниобия по мощности внешних рудных зон (расположенных перед зоной блокового микроклина I) к центру жил уменьшается или остается грубо неизменным, а во внутренних зонах (расположенных после зоны блокового микроклина I) возрастает.

По падению содержание лития в сподуменсодержащих зонах остается постоянным, содержание цезия в поллуцитонесущей зоне мелкопластинчатого альбита, наоборот, всегда уменьшается, а содержание бериллия и суммы тантала и ниобия с глубиной в одних рудных зонах примерно постоянно, а в других понижается.

Содержание бериллия и суммы ниобия и тантала грубо постоянно с глубиной во внешних зонах, расположенных до зоны блокового микроклина I, и обычно уменьшается во внутренних зонах, расположенных после зоны блокового микроклина I. Отмеченная закономерность, очевидно, объясняется, тем, что эманационная способность одного и того же элемента в ходе пегматитового процесса не остается постоянной и обычно возрастает на его поздних стадиях. Изменение эманационной способности элементов с течением пегматитового процесса теоретически вполне понятно, так как форма их нахождения в ходе процесса меняется (простые и комплексные ионы, простые и комплексные соединения и т. д.). Кроме того, образование внешних, т. е. ранних, зон происходит при более высоких температурах, когда минерализаторы и редкие элементы благодаря повышенной вязкости расплава сравнительно равномерно распределены по всему объему пегматитвещающей полости. Поэтому содержание редкометаллических минералов во внешних зонах и оказывается выдержанным по падению. Наоборот, центральные, т. е. поздние, зоны образуются из относительно низко-температурных расплавов-растворов, обладающих пониженной вязкостью, в результате чего минерализаторы и редкие элементы могут накапливаться в верхах жил, что и приводит к уменьшению содержания редкометаллических минералов с глубиной во внутренних зонах. В этом свете вполне понятно, почему в пологопадающих жилах обнаруживается гораздо большая выдержанность оруденения с глубиной, чем в крутопадающих, поскольку пологий угол падения затрудняет накопление минерализаторов и редких элементов в верхах тел, способствуя их более равномерному распределению по всему полотну жил.

Чтобы не повторяться, мы не будем суммировать здесь все сказанное выше о распределении редких элементов в пегматитах. Однако одно эмпирическое обобщение нам хотелось бы особо подчеркнуть в заключение данного раздела. Распределение редких элементов по типам пегматитов, т. е. от ранних к поздним типам по мере удаления от материнского очага в большинстве случаев не имеет ничего общего, а иногда даже прямо противоположно распределению тех же элементов в самих пегматитовых телах от ранних (внешних) зон к поздним (центральных) зонам и от корней жил к их верхам.

Точно так же в самих пегматитовых телах только в случае сочетания вертикальной зональности первого рода с нормальной зональностью по мощности и прямой зональностью по простиранию жил характер распределения каждого элемента во всех трех направлениях будет один и тот же. Иначе говоря, при идеальной линзовидной форме пегматитового тела содержание элементов будет изменяться к центру линзы одинаково как от ее зальбандов, так и от ее флангов и корней. Хотя данный случай распространен достаточно широко, нельзя забывать и о возможности проявления обратной вертикальной зональности второго рода и обратной или аномальной зональности по простиранию. В этих в общем-то частых случаях распределение редких элементов по мощности, простиранию и падению пегматитовых тел не будет иметь согласованного характера изменения, т. е. не будет подобным.

Распределение редких элементов в минералах

Изучение рассеяния редких элементов в минералах пегматитов представляет большой практический интерес по меньшей мере в трех следующих аспектах.

Во-первых, оно позволяет судить о количественном соотношении концентрированной (в собственных минералах) и рассеянной (в по-

родообразующих и прочих минералов) форм нахождения редкого элемента в рудах. Если учесть, что при обогащении руд извлекаются редкометалльные минералы, а при подсчете запасов учитывается весь металл в недрах независимо от его формы нахождения, то важность изучения этого вопроса не требует особых пояснений.

Во-вторых, изучение характера распределения редких элементов в минералах по мощности жил позволяет судить об изменении их валового содержания в этом направлении, что опять-таки важно для оценки жил.

В-третьих, изучение элементов-примесей позволяет довольно легко и быстро аналитически определять парагенетический тип пегматитов, что можно эффективно использовать при поисково-оценочных работах. Это особенно ценно в условиях плохой обнаженности (тундра, тайга, степи, пустыни), когда все другие методы поисков, кроме геохимических, требуют больших затрат времени и средств.

Однако все эти вопросы, имеющие не столько теоретическое, сколько прикладное значение, мы рассмотрим во второй части работы, так как каждый из этих аспектов по сути дела может быть использован в качестве поисково-оценочного критерия. Здесь же мы попытаемся охарактеризовать теоретические основы рассеяния элементов, в частности кристаллохимический и энергетический факторы изоморфизма.

Что же касается особенностей кристаллических структур, концентрации замещаемых и замещающих элементов в расплаве-растворе, температуры и давления в процессе минералообразования и многих других факторов, влияющих на рассеяние, то мы их уже неоднократно обсуждали ранее (Солодов, 1958, 1962в; Солодов и др., 1968), поэтому здесь повторять не будем.

*Литий*¹. Несмотря на значительную литературу (Вернадский, 1909а, б, 1911; Гольдшмидт, 1933, 1938; Jenks, 1935; Strock, 1936; Ферсман, 1937; Adamson: 1942; Арнс, Либенберг, 1952; Дорфман, 1952; Боровик-Романова, Соседко, 1957; А. И. Гинзбург, 1955а,б; 1957г; Солодов, 1958, 1960а, в; Беус, 1959, 1960; Таусон, 1961; Ставров, 1963; Ставров, Портнов, 1965; Шмакин, 1965) по распределению редких щелочных элементов в минералах, данный вопрос все еще недостаточно освещен, так как во всех предыдущих работах приводимые сведения относятся либо к одному минеральному виду, либо к минералам какого-нибудь одного типа пород или процесса. Кроме того, различные авторы пользовались в своих исследованиях разными методами и методиками анализа, поэтому их результаты зачастую трудно или вообще невозможно сопоставить между собой.

В настоящем разделе обобщаются результаты аналитического исследования, выполненного в лаборатории физико-химических методов ИМГРЭ на большом количестве образцов, собранных сотрудниками нашего института за последние 10 лет. Всего было выполнено свыше 4000 определений щелочных металлов в почти 100 различных минералах из пегматитов, гранитов и других изверженных и осадочных пород.

Результаты анализов пегматитовых минералов приведены в табл. 27, в которой даны средние содержания элементов с указанием их крайних пределов. Минералы расположены в такой последовательности, в какой их описал А. Г. Бетехтин (1950).

Не считая собственно литиевых минералов, наивысшее количество лития установлено в берилле (до 0,474%), цветном турмалине (до

¹ Излагается по работе Н. А. Солодова и др. (1968).

Содержание (в %) щелочных элементов в минералах и их отношения

Минерал	Количество образцов	Li			K	Rb			Cs			Rb/Cs	K/Rb	K/Cs	Исследователь
		от	до	среднее	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее	среднее			
Кварц из редкоземельных пегматитов	4	0,0002	0,011	0,0026	0,141	Не обн.	0,008	0,002	Не обн.	0,012	0,0035	0,6	70	12	Ю. П. Солодова, Н. А. Солодов
Апатит	2	Не обн.	0,001	0,0005	0,034	» »	Не обн.	Не обн.	» »	Не обн.	Не обн.	—	—	—	Те же
Амблигонит	2	4,076	4,616	4,436	0,155	» »	0,001	0,0005	0,001	0,004	0,0025	0,2	310	62	Н. Г. Сретенская
Трифилит	1	—	—	2,912	0,08	—	—	Не обн.	—	—	0,002	0,5	—	40	В. А. Хвостова
Пурпурит	2	0,25	1,38	0,85	—	Не обн.	0,001	0,0005	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1	—	—	Ю. С. Слепнев
Гранат	4	0,023	0,032	0,027	0,13	» »	0,015	0,006	» »	0,003	0,001	6	30	180	Н. А. Солодов
Юкспорит из щелочного пегматита	1	—	—	0,007	6,06	—	—	0,258	—	—	—	—	23	—	Е. И. Семенов
Нептунит из щелочного пегматита	2	0,47	0,6	0,535	5,22	—	—	0,031	—	—	—	—	168	—	»
Сфен	1	—	—	0,0003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	В. А. Хвостова
Эпидот	5	0,0005	0,007	0,0022	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	В. И. Нонешникова
Берилл из литийсодержащих пегматитов	28	0,068	0,474	0,272	0,26	0,003	0,085	0,027	0,071	2,860	0,840	0,03	0,10	0,3	Ю. П. Солодова, Н. А. Солодов, Ю. И. Филиппова
Берилл из безлитиевых пегматитов	11	0,046	0,090	0,065	0,22	0,006	0,010	0,008	0,020	0,080	0,030	0,27	28	7	Н. А. Солодов
Берилл из амзонитальбитовых пегматитов	7	0,004	0,009	0,006	0,30	0,005	0,009	0,007	0,014	0,045	0,025	0,23	40	12	Н. Г. Сретенская
Берилл из «десилицированного» пегматита	9	0,004	0,071	0,034	0,16	0,002	0,021	0,0073	0,008	0,064	0,027	0,27	22	6	Е. И. Кутукова
Шерл	9	0,0005	0,008	0,0023	0,23	Не обн.	0,004	0,0007	Не обн.	0,005	0,0011	0,6	330	240	Ю. П. Солодова, А. П. Калита, И. П. Земская

Таблица 27 (продолжение)

Минерал	Количество образцов	Li			K	Rb			Cs			Rb/Cs	K Rb	K/Cs	Исследователь
		от	до	среднее	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее	среднее			
Турмалин цветной	7	0,216	0,660	0,428	0,20	Не обн.	0,042	0,015	Не обн.	0,003	0,001	15	13	200	Н. А. Солодов, Н. Г. Сретенская
Сподумен	10	2,67	3,49	3,30	0,07	» »	0,0059	0,001	0,0005	0,37	0,006	0,17	70	12	Н. А. Солодов, Н. С. Самсонова Е. И. Семенов
Mg-арфведсонит из щелочного пегматита	1	—	—	0,233	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Е. И. Семенов
Рибекит	1	—	—	0,320	1,58	—	—	0,012	—	—	0,001	12	132	1580	Д. А. Минеев
Тальк из «десилицированного» пегматита	1	—	—	0,003	—	—	—	0,001	—	—	0,0006	2	—	—	Е. И. Кутукова
Флогопит из щелочного пегматита	1	—	—	0,004	7,08	—	—	0,040	—	—	—	—	176	—	Е. И. Семенов
Флогопит из «десилицированного» пегматита	6	0,076	0,406	0,243	(7,00)	0,107	0,418	0,227	0,019	0,082	0,036	6,3	32	195	Е. И. Кутукова
Биотит из гранита	24	0,090	0,610	0,250	(7,70)	0,059	0,830	0,253	0,004	0,052	0,023	11	30	330	А. И. Луцицкая, А. Д. Черинская, В. В. Ляхович, Е. И. Семенов
Биотит из щелочного пегматита	1	—	—	0,126	7,04	—	—	0,120	—	—	—	—	59	—	
Биотит из слюдоносных пегматитов	29	0,045	0,064	0,050	7,73	0,062	0,070	0,066	0,0019	0,0072	0,0058	11	118	1330	Б. М. Шмакин (1965)
Лепидомелан из щелочных пегматитов	1	—	—	0,121	6,41	—	—	0,285	—	—	—	—	23	—	Е. И. Семенов
Тайниолит из щелочных пегматитов	1	—	—	1,023	9,45	—	—	0,178	—	—	—	—	53	—	Е. И. Семенов
Полиитионит из щелочных пегматитов	1	—	—	3,00	9,96	—	—	0,045	—	—	—	—	220	—	»
Циннвальдит	1	—	—	—	7,10	—	—	0,800	—	—	0,205	4	9	35	А. А. Беус и др. (1962)

Таблица 27 (продолжение)

Минерал	Количество образцов	Li			K среднее	Rb			Cs			Rb/Cs	K/Rb	K/Cs	Исследователь
		от	до	среднее		от	до	среднее	от	до	среднее				
					среднее										
Селадонит из щелочных пегматитов	1	—	—	—	6,80	—	—	0,032	—	—	—	—	213	—	Е. И. Семенов
Криофиллит	8	—	—	—	7,00	1,400	1,500	1,300	0,028	0,035	0,030	43	5,4	233	А.А.Беус'идр.(1962)
Лепидолит	14	1,570	2,370	1,850	6,40	0,580	1,890	0,840	0,15	0,646	0,327	2,5	7,6	19	Ю. И. Филиппова, Н. Г. Сретенская, Ю. П. Солодова
Лепидолит рубидиевый	1	—	—	2,630	6,73	—	—	4,49	—	—	0,95	4,7	1,5	7	Г. Б. Мелентьев
Мусковит из гранитов	3	0,060	0,560	0,234	7,50	0,140	0,522	0,200	0,005	0,065	0,025	12	26	300	Н. Е. Залашкова, А. П. Леонтьев А. М. Червинская
Мусковит из слодоносных пегматитов	11	0,004	0,020	0,008	7,50	0,030	0,130	0,057	0,001	0,014	0,0036	16	132	2080	Л. Н. Рудовская
Мусковит из литиевых пегматитов	18	0,150	0,678	0,290	7,25	0,200	0,640	0,328	0,006	0,125	0,030	11	22	240	Н. А. Солодов, Н. Г. Сретенская
То же из безлитиевых пегматитов	8	0,007	0,053	0,020	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Н. Г. Сретенская
Жильбертит из редкометалльных пегматитов	2	0,026	0,147	0,085	4,04	0,540	0,640	0,590	0,179	0,213	0,196	3	7	20	Н. А. Солодов, Ю. П. Никитина
Розовый мусковит из редкометалльных пегматитов	1	—	—	0,020	7,83	—	—	1,370	—	—	0,130	10	5,7	60	Г. Б. Мелентьев
Мусковит из «десилицированного» пегматита	10	0,026	0,129	0,070	7,50	0,061	0,285	0,134	0,002	0,015	0,008	17	56	940	Е. И. Кутукова
Литиевый маргарит из «десилицированных» пегматитов	2	0,291	0,298	0,295	—	0,006	0,006	0,0006	0,0005	0,0007	0,0006	10	—	—	Е. И. Кутукова
Пиматолит	2	0,019	0,030	0,025	3,27	0,030	0,066	0,048	0,004	0,006	0,005	9,6	68	650	В. А. Хвостова

Таблица 27 (окончание)

Минерал	Количество образцов	Li			K	Rb			Cs			Rb/Cs	K/Rb	K/Cs	Исследователь
		от	до	среднее	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее	среднее			
Олигоклаз из слюдосносных пегматитов	27	0,0005	0,0022	0,0012	0,52	He обн.	0,006	0,0024	0,001	0,004	0,003	0,8	215	170	Г. А. Сафронова
Олигоклаз из «десилицированных» пегматитов	5	0,0005	0,003	0,0019		0,001	0,003	0,0017	0,0003	0,002	0,001	1,7			К. А. Власов
Альбит из редкометалльных пегматитов	26	0,0003	0,028	0,012	0,23	0,001	0,013	0,0043	He обн.	0,003	0,003	1,6	53	90	В. А. Хвостова, И. А. Солодов, Н. Г. Сретенская
Амазонит из редкометалльных пегматитов	1	—	—	0,0053	(10,0)	—	—	1,01	—	—	0,019	53	10	530	Н. С. Самсонова
Амазонит из щелочных пегматитов	2	—	—	0,0007	10,00	0,330	0,394	0,357	—	—	0,008	50	30	1250	Е. И. Семенов
Микроклин из слюдосносных пегматитов	11	He обн.	0,0005	0,0002	10,8	0,020	0,048	0,027	0,002	0,006	0,0034	8	400	3180	Г. А. Сафронова
Микроклин I из редкометалльных пегматитов	31	0,0005	0,020	0,0074	10,02	0,116	0,720	0,319	0,003	0,125	0,025	13	32	408	Н. А. Солодов, Н. Г. Сретенская, Ю. И. Филиппова, Ю. П. Солодова
Микроклин II из редкометалльных пегматитов	3	0,015	0,030	0,020	11,29	0,550	1,385	0,840	0,233	0,269	0,253	3,3	13	45	Н. А. Солодов, Н. Г. Сретенская, Ю. И. Филиппова
Микроклин из «десилицированных» пегматитов	10	0,0002	0,0006	0,0003	10	0,014	0,081	0,030	0,0005	0,005	0,0013	21	260	5500	К. А. Власов
Поллуцит	6	0,120	0,260	0,200	0,4	0,300	1,150	0,650	23,0	35,0	30,5	0,02	0,7	0,01	Н. А. Солодов
Куплетскит из щелочных пегматитов	1	—	—	0,045	4,65	—	—	0,340	—	—	—	—	13	—	Е. И. Семенов
Лабунцовит из щелочных пегматитов	1	—	—	0,022	6,0	—	—	0,026	—	—	—	—	230	—	»

0,660%), флогопите (до 0,408%), биотите (до 0,610%), мусковите (до 0,678%), маргарите (до 0,298%). Больше 0,1% лития обнаружено во многих минералах щелочных пегматитов: спидофиллите, Mg-арфведсоните, рибеките, лепидомелане, нептуните, криптомелане, результаты анализа которых уже были опубликованы ранее Е. И. Семеновым (1959). В большинстве остальных проанализированных минералов литий присутствует в количестве от десятитысячных до сотых долей процента.

Большая часть лития, как и всех других редких элементов, рассеянных в минералах, находится в изоморфной форме. Как известно, литий, обладающий небольшим ионным радиусом и тетраэдрической или октаэдрической координацией, сравнительно слабо или совсем не изоморфен по изовалентной линии с другими щелочными металлами, имеющими крупные размеры ионных радиусов и координацию 8—12, но сравнительно легко замещает близкие по размеру ионы магния, закисного железа, алюминия, обладающих шестерной координацией.

В табл. 28 приводятся разнообразные схемы гетеровалентного изоморфизма лития. Показательно, что в тех схемах, которые с несомненностью были доказаны в свое время на собственных литиевых минералах, замещение идет с энергетической выгодой. И, наоборот, схемы, маловероятные по геохимическим соображениям, оказываются невыгодными и в энергетическом отношении. Например, М. В. Кузьменко (1961) предполагает наличие в биотите и мусковите следующих схем изоморфизма: $Li, Nb \rightarrow Fe^{2+}Ti$ и $LiNb \rightarrow 2Al_{VI}$. Однако при совместном замещении литием и ниобием содержания этих элементов в слюдах должны были бы согласоваться между собой, т. е. в пересчете на атомные количества одному атому лития должен соответствовать один атом ниобия. Однако, если содержание лития в мусковите редкометалльных пегматитов и метасоматически измененных гранитов обычно составляет 0,1—0,6% (см. табл. 27), то содержание в нем ниобия, как правило, не превышает нескольких сотых долей процента (Беус и др., 1962; Солодов, 1962в). Таким образом, даже в весовых процентах расхождение между содержаниями этих элементов составляет целый порядок, а в атомных количествах оно будет отличаться почти на два порядка. Поэтому данные схемы изоморфизма вряд ли возможны.

Высоким содержанием лития отличаются бериллы из редкометалльных пегматитов. Согласно А. А. Беусу (1959, 1960), в бериллах литием замещается алюминий в октаэдрической координации, при этом последний переходит в тетраэдрическую координацию и занимает место бериллия, т. е. изоморфизм происходит по схеме: $2R^{I+}Al_{VI} \rightarrow Al_{VI}Be$, где $R^{I+} — Li, Na, Cs, K, Rb$. Однако Н. В. Белов (1959а) полагает, что бериллий в этом минерале замещается литием благодаря способности последнего выполнять «кислотную функцию». Компенсация второй валентности бериллия осуществляется крупными щелочными металлами (особенно цезием и натрием), размещающимися в полых каналах берилла. При таком изоморфизме количество лития должно примерно соответствовать суммарному содержанию других щелочных металлов (в атомных процентах), что хорошо подтверждается имеющимися в нашем распоряжении анализами литиевых бериллов (табл. 29). Отношение лития к сумме других щелочных металлов близко к единице либо несколько отличается от нее в меньшую сторону, что, скорее всего, вызвано альбитизацией берилла, так как в этих случаях всегда отмечается преобладание натрия (табл. 29).

Следует, однако, отметить, что энергетически замещение бериллия на атом лития и атом крупного щелочного металла весьма невыгодно (см. табл. 28). Но в данном случае крупные щелочные катионы используют какие-то дополнительные энергетические возможности, кото-

Энергетическая эффективность различных схем гетеровалентного изоморфизма лития в минералах

Схема изоморфизма				Энергетическая эффективность, эв	Исследователь	Минерал
Замещающие элементы	Сумма потенциалов ионизации замещаю- щих атомов, эв	Замещаемые элементы	Сумма потенциалов ионизации замещае- мых атомов, эв			
Изоморфизм доказан						
LiAl _{VI}	33,70	2Mg	29,94	+3,76	А. Е. Ферсман (1940)	Биотит-цинвальдит-лепидолит, амфиболы, пироксены
LiAl _{VI}	33,70	2Fe ²⁺	32,48	+1,22	»	То же
LiSi	50,34	MgAl _{IV}	43,28	+6,06	А. И. Гинзбург (1957)	Биотит-тайниолит, турмалин
LiSi	50,34	Fe ²⁺ Al _{IV}	44,55	+5,79	»	То же
Li2Si	95,29	Al _{VI} 2Al _{IV}	84,93	+10,36	»	Мусковит, литиевый маргарит
Изоморфизм возможен						
LiTi	50,05	MgFe	47,97	+2,08	В. Л. Барсуков (1957)	Биотит
LiMn ³⁺	37,39	2Mg	29,94	+7,45	—	Литиевый турмалин
LiMn ⁷⁺	37,39	2Fe ²⁺	32,48	+4,91	—	Турмалин
LiFe ³⁺	38,39	2Fe ²⁺	32,48	+5,91	—	Нептунит
LiFe ³⁺	38,39	2Mn ²⁺	31,4	+6,99	—	Куплетскит
LiFe ¹⁺	38,39	2Mg	29,94	+8,45	—	Mg-арфедсонит, флогопит
LiTi	50,05	Fe ²⁺ Fe ³⁺	49,24	+0,81	—	—
LiSn	45,96	MgAl _{VI}	43,28	+2,68	—	—
LiTi	50,05	Mg ²⁺ Al _{VI}	43,23	+6,77	—	—
LiSn	45,96	Fe ²⁺ Al _{VI}	44,55	+1,41	—	—
LiTi	50,05	Fe ²⁺ Al _{VI}	44,55	+5,50	—	—
Изоморфизм маловероятен						
LiNb	54,69	2Al _{VI}	56,62	-1,93	В. В. Кузьменко (1961)	Мусковит
LiNb	54,69	Fe ²⁺ Ti	60,90	-6,21	»	Биотит
LiSn	45,96	MgFe ³⁺	47,97	-2,01	В. Л. Барсуков (1957)	»
LiSn	45,96	Fe ²⁺ Fe ³⁺	49,24	-3,28	—	—
LiNb	54,69	2Fe ³⁺	66,0	-11,31	—	—

рые, по-видимому, реализуются в стенках полых каналов. Подобно тому, как капилляры всасывают в себя смачивающую жидкость, так и полые каналы берилла с помощью каких-то сил, возникающих в их стенках, очень охотно «втягивают» в себя натрий и особенно цезий. Аналогия с капиллярами будет особенно велика, если вспомнить, что рубидий и калий, наоборот, очень неохотно допускаются в берилл, т. е. эти элементы как бы выполняют роль несмачивающих жидкостей. Показательно, что содержание цезия в берилле, как правило, в 10—50 раз выше, чем в расплаве-растворе. Содержание же рубидия и особенно калия в берилле во много раз ниже, чем в расплаве-растворе, т. е. эти элементы как бы отталкиваются им.

Таблица 29

Содержание (в атомн. %) щелочных металлов в берилле*

Li	Na	K	Cs	Na + K + Cs	$\frac{Li}{Na+K+Cs}$
0,017	0,034	0,004	0,0005	0,033	0,4
0,029	0,051	0,007	0,0009	0,059	0,5
0,054	0,053	0,005	0,0052	0,063	0,8
0,056	0,041	0,008	0,022	0,071	0,8
0,043	0,047	0,003	0,009	0,059	0,7
0,063	0,045	0,007	0,014	0,056	1,1
0,041	0,027	0,007	0,008	0,042	1,0
0,049	0,033	0,008	0,009	0,050	1,0
0,049	0,042	0,008	0,013	0,063	0,7
0,031	0,032	0,006	0,003	0,041	0,7
0,036	0,035	0,008	0,0032	0,046	0,8
0,046	0,032	0,005	0,0045	0,047	1,0
0,016	0,020	0,0004	0,0010	0,021	0,8
0,051	0,045	0,004	0,0013	0,050	1,0
0,017	0,024	0,0001	0,001	0,025	0,7
0,052	0,033	0,007	0,010	0,050	1,0
0,046	0,031	0,008	0,011	0,049	0,9
0,041	0,025	0,007	0,005	0,037	1,1
0,064	0,044	0,001	0,021	0,066	1,0

* Образцы автора, Ю. П. Солодовой, Н. Г. Сretenской, Ю. И. Филипповой.

Рубидий. Самое высокое содержание этого элемента (4,49%) установлено в рубидиевом лепидолите (образец Г. Б. Мелентьева). До настоящего времени нигде в мире больше не известно ни одного другого минерала, столь обогащенного рубидием.

Лепидолит, криофиллит, циннвальдит, розовый мусковит и жильбертит, как правило, содержат 0,5—1,5% рубидия, а то и более.

Некоторые другие минералы гранитов, а также редкометалльных гранитных и щелочных пегматитов — биотит, мусковит, амазонит, микроклин, флогопит, лепидомелан, тайниолит, куплетскит, юкспорит и другие — часто также обнаруживают высокие содержания рубидия (от 0,1 до 1% и более).

В подавляющем большинстве остальных проанализированных минералов содержание рубидия не превышает 0,1% и составляет сотые, тысячные и даже десятитысячные доли процента.

Все перечисленные выше обогащенные рубидием минералы являются минералами калия. Следование за калием, как известно, представляет главную геохимическую закономерность распределения руби-

дия в земной коре. Однако от нее наблюдаются и довольно существенные отклонения. Показательно, что отношение K/Rb в минералах колеблется в очень широких пределах — от 1,5 до 24 000 (см. табл. 27). Даже в образцах одного и того же минерала, отобранных из различных пород, наименьшие значения отношения K/Rb отличаются от наибольших в десятки раз. Поэтому рассеяние рубидия в минералах, без сомнения, определяется не только его геохимической близостью к калию, но еще и целым рядом факторов (см. ниже).

Надо сказать, что замещение калия рубидием энергетически невыгодно, поэтому в больших размерах оно осуществляется только в условиях недостатка калия, т. е. обычно в самом конце пегматитового процесса.

Постоянно высоким содержанием рубидия также отличается поллуцит, поскольку рубидий и цезий близки в химическом и кристаллохимическом отношении. К тому же вхождение рубидия в решетку поллуцита энергетически выгодно, так как его потенциал ионизации больше, чем у цезия.

Из других элементов рубидий по размеру своего ионного радиуса близок к таллию, барию, свинцу. Однако таллий не образует своих собственных минералов в литофильном процессе. Замещение бария слишком невыгодно энергетически и требует электростатической компенсации. Свинец же, являющийся двухвалентным халькофилом, не удобен во всех этих отношениях, поэтому данные элементы не могут сколько-нибудь заметно способствовать рассеянию рубидия.

Цезий. Если не считать собственно цезиевого минерала — поллуцита, наивысшее содержание цезия зафиксировано в берилле-воробьевите (2,68%) и астрофиллите (2,5%). Лепидолит и жильбертит содержат от 0,2 до 0,65% цезия, а в рубидиевом лепидолите его установлено даже 0,95%. В некоторых случаях более 0,1% цезия имеют поздние микроклины (0,233—0,269%) и розовый мусковит (0,137%) из поллуцитосодержащих зон редкометалльных пегматитов, а также циннвальдит из грейзенов (0,208%). Во всех других минералах обычно отмечаются сотые, тысячные и десятитысячные доли процента цезия, а то и меньше.

За исключением берилла, все перечисленные выше богатые цезием минералы являются минералами калия. Однако по сравнению с рубидием изоморфизм калия и цезия в еще большей степени затруднен ввиду большой разницы в размере их ионных радиусов, превышающей 24%. Поэтому в подавляющем большинстве случаев калиевые минералы содержат не более сотых, а то и тысячных долей процента цезия.

Из-за меньшей геохимической близости калия и цезия отношение K/Cs в различных минералах колеблется в еще больших пределах, чем отношение K/Rb , варьируя от 0,1% до более 100 000. Даже в одном и том же минерале из разных пород наименьшие значения отношения K/Cs отличаются от наибольших в десятки и сотни раз.

Из других элементов ионный радиус цезия близок лишь к рубидию и таллию, однако последние не образуют в литофильном процессе своих минералов и поэтому не могут влиять на его рассеяние.

Несмотря на то, что ионные радиусы цезия резко отличаются по размеру от ионных радиусов всех других элементов, цезий заметно тяготеет к магнию, литию, барию (табл. 30). Хотя высоких содержаний цезия в перечисленных минералах не бывает, тем не менее они очень часто явно обогащены им особенно по сравнению с рубидием. Отношение в них Rb/Cs во много раз ниже среднего для изверженных пород земной коры, а зачастую даже меньше единицы.

Содержание (в %) рубидия и цезия, отношения Rb/Cs, K/Cs, K/Rb в минералах магния, лития, натрия и бария

Минералы	Rb	Cs	Rb/Cs	K Rb	K Cs
<i>Магниевые:</i>					
Кизерит	Не обн.	0,0003	1	—	—
Оливин	» »	0,0026	0,3	—	30
Энстатит	» »	0,002	0,5	—	—
Тальк	0,001	0,0005	2	—	—
<i>Литиевые:</i>					
Трифилит	Не обн.	0,002	0,5	—	40
Амблигонит	» »	0,0025	0,2	310	62
Сподумен	0,001	0,006	0,17	70	12
<i>Натриевые:</i>					
Галит	Не обн.	0,0012	0,5	—	80
Эвдиалит	0,0045	0,002	2,2	—	—
Катаплент	0,003	0,0037	0,8	—	—
Олигоклаз	0,0024	0,003	0,8	215	170
Альбит	0,0048	0,003	1,6	58	90
Анальцим	0,004	0,003	1,3	—	—
Канкринит	0,010	0,006	1,7	60	100
Натролит	0,002	0,002	1	75	75
<i>Бариевые:</i>					
Барит	0,0002	0,001	0,2	250	50

Таблица 31

Зависимость содержания щелочных элементов в биотите от железистости (Шмакин, 1965)

Генерации биотита	Количество анализов	Железистость, %	K, %	Na, %	Li, %	Rb, %	Cs, %
Биотит из мелкозернистых пегматитов микроклин-плагиоклазового состава	15	60	7,78	0,12	0,045	0,062	0,0072
Биотит из крупноблоковой зоны пегматитов того же состава	11	55	7,73	0,12	0,050	0,070	0,0043
Биотит из кварцевых ядер тех же пегматитов	3	49	7,43	0,21	0,064	0,065	0,0019

Цезий также явно тяготеет к железу, о чем достаточно убедительно говорят следующие косвенные факты (прямых свидетельств нет, так как на рубидий и цезий чисто железистые минералы не были проанализированы). Цезия в железистом шерле из пегматитов больше, чем в марганцовистом цветном турмалине (см. табл. 27), хотя последний образуется из более богатого цезием расплава-раствора в центральных зонах жил. По содержанию цезия циннвальдит в апогранитах гораздо

богаче криофиллита (Беус и др., 1962). По данным Б. М. Шмакина (1965), содержание цезия в биотитах из слюдоносных пегматитов уменьшается симбатно понижению в них железистости, тогда как количество рубидия остается примерно на одном и том же уровне (табл. 31).

В дополнение к этому можно перечислить еще несколько фактов, свидетельствующих о тяготении цезия к перечисленным элементам. В бериллах высокие количества цезия всегда ассоциируют с большим содержанием лития и натрия, в то время как рубидий для этого минерала совершенно не характерен. В поллуците постоянно отмечается значительное содержание натрия. Количество цезия в слюдах, содержащих литий, магний, железо, всегда в несколько раз больше, нежели в мусковите (калиево-алюминиевая слюда), что до сих пор не находило удовлетворительного объяснения. Показательно, что известен цезиевый биотит (Hess, Fahey, 1932), но неизвестно столь же богатых рубидием железо-магниевых слюд, хотя кларк рубидия в 40 раз выше кларка цезия. С другой стороны, найден рубидиевый мусковит, но нет его цезиевой разновидности. Содержание цезия в олигоклазах и микроклинах (в десилированных и в слюдоносных пегматитах) практически одинаково, а отношение Rb/CS в кальциево-натриевых полевых шпатах на целый порядок ниже, чем в калиевых (см. табл. 27). То же характерно для натриевых и богатых калием минералов щелочных пород.

Таким образом, эмпирически тяготение цезия к литию, натрию, магнию, железу и барию несомненно, хотя с позиций классической кристаллохимии пока еще невозможно дать сколько-нибудь удовлетворительного объяснения этому явлению (за исключением, пожалуй, бария, ионный радиус которого более или менее соизмерим с ионным радиусом цезия, однако замещение его цезием совершенно невыгодно энергетически).

Таллий. Распределение таллия в минералах пегматитов изучалось В. И. Вернадским (1909б), Аренсом (1952), Т. А. Боровик-Ремановой и А. Ф. Соседко (1957), Ж. Жедвабом (1958), Ю. С. Слепневым (1961), Д. И. Рябчиковым и В. А. Соловьевой (1961), Н. А. Солодовым (1962а), Н. Г. Сретенской (1963), Б. М. Шмакиным (1965) и др. Однако в настоящее время мы располагаем гораздо более систематическим материалом по распределению таллия в минералах пегматитов, который позволяет сделать несколько новых выводов.

Судя по анализам образцов (главным образом, материалам сотрудников пегматитового отдела ИМГРЭ), таллий в определяемых количествах (предел чувствительности 0,0001%) установлен химическим или спектрально-количественным анализами в 16 минералах (табл. 32).

Как известно, таллий в зависимости от условий минералообразования проявляет либо литофильные (близкие к калию и особенно рубидию), либо халькофильные (близкие к свинцу) свойства. В условиях пегматитообразования, в период формирования основных зон пегматитов таллий ведет себя почти полностью аналогично калию и рубидию. Так же как и для рубидия, небольшие его концентрации характерны для калиевых минералов (в %): лепидолита 0,0017—0,0093, мусковита 0,0011—0,0045, микроклина 0,0006—0,0026. Особенности вхождения таллия в кристаллическую решетку этих минералов те же, что и описанные выше для рубидия.

В микроклине и мусковите позднего гидротермального происхождения, обнаруживаемых в пустотах и трещинах, содержание таллия в них резко падает (для микроклина с 0,0026 до 0,0014%, для мусковита с 0,0045 до 0,0015%). Н. Г. Сретенская (1963) полагает, что это связано с переходом процесса пегматитообразования в новые физико-химические условия (в гидротермальную стадию), при которых таллий

Содержание (в %) калия, рубидия и таллия и их отношения в минералах пегматитов

Минерал	Пегматиты	Количество проанализированных образцов	К	Rb			Tl			K/Rb	K/T	Rb/Tl			Исследователь
				от	до	среднее	от	до	среднее			от	до	ср д-нсе	
Микро- клин	Слюдоносные	7	10,8	0,020	0,048	0,027	—	—	0,0015	400	7200	13	32	18	Г. И. Сафронова
То же	Амазонит-альбитовые	4	10,27	0,05	0,13	0,09	0,0004	0,0012	0,0008	116	12837	125	108	112	Н. Г. Сретенская
	<i>Редкометалльные:</i>														
»	Безлитиевые	4	10,71	0,095	0,160	0,127	0,0008	0,001	0,0010	80	10710	119	133	127	Н. Г. Сретенская
»	Литиевые	34	10,02	0,116	0,720	0,356	0,0004	0,0026	0,0021	28	4771	290	120	178	Н. А. Солодов, Н. Г. Сретенская, В. А. Хвостова, Ю. И. Филиппова
»	«Десилицированные»	10	10,00	0,014	0,081	0,074	—	—	0,001	120	10 000	—	—	74	К. А. Власов, Е. И. Кутукова
»	Щелочные	10	(10,0)	0,013	0,033	0,023	0,00004	0,0001	0,00003	—	—	325	330	327	Аренс и Либенберг (1952)
Альбит	Литиевые	26	0,28	0,0010	0,013	0,0048	Не обн.	0,0006	0,0002	58	1400	26	21	24	Н. А. Солодов, Ю. П. Солодова, В. А. Хвостова, Н. Г. Сретенская
»	Альбит-амазонитовые	4	0,59	0,003	0,010	0,005	»	»	Не обн.	98	—	—	—	—	Н. Г. Сретенская
Биотит	Слюдоносные	2	7,73	0,062	0,070	0,066	0,001	0,002	0,0015	118	3153	62	35	44	Б. М. Шмакин (1965)
Мусковит	»	11	(7,5)	0,030	0,130	0,057	Не обн.	0,0028	0,0009	132	8000	100	46	64	Л. Н. Рудовская
»	Редкометалльные	18	7,25	0,200	0,720	0,328	0,0004	0,0045	0,0019	22	2815	500	100	172	Н. А. Солодов, Н. Г. Сретенская, Ю. П. Солодова
»	«Десилицированные»	6	8,1	0,061	0,2	0,218	—	—	0,005	37	1620	—	—	43	Е. И. Кутукова

Таблица 32 (окончание)

Минерал	Пегматиты	Количество проанализированных образцов	К	Rb			Tl			K/Rb	K/Tl	Rb/Tt			Исследователь
				от	до	среднее	от	до	среднее			от	до	среднее	
Лепидолит	Редкометалльные	14	775	0,580	0,880	0,840	0,0017	0,0093	0,0049	9	1581	341	95	171	Н. А. Солодов, Н. Г. Сретенская, Ю. И. Филиппова
Флогопит	«Десилицированные»	5	7,9	0,107	0,418	0,227	—	—	0,005	34	1580	—	—	45	Е. И. Кутукова
Сподумен	Редкометалльные	10	0,07	Не обн.	0,0059	0,001	Следы	0,003	0,001	70	50	—	2	1	Н. А. Солодов, Н. С. Самонова, Ю. П. Солодова, Н. Г. Сретенская
Шерл	То же	9	0,23	» »	0,004	0,0077	0,0013	0,0018	0,0015	370	153	—	2	5	Н. А. Солодов, А. П. Калита, Ю. П. Солодова, И. П. Земская
Турмалин цветной	» »	7	0,20	» »	0,042	0,015	0,0001	0,0005	0,0003	13	660	—	84	50	Н. А. Солодов, Н. Г. Сретенская, Ю. И. Филиппова
Берилл	Литиевые	20	0,26	0,003	0,085	0,027	0,0003	0,0025	0,0010	9	260	10	54	27	Ю. И. Филиппова, В. А. Хвостова, Ю. П. Солодова, Н. А. Солодов, Н. Г. Сретенская, Г. Б. Мелентьев
»	Альбит-амазонитовые	7	0,20	0,005	0,009	0,007	Не обн.	0,0003	0,00017	43	1765	—	30	40	Н. Г. Сретенская
Грапат	Редкометалльные	4	0,18	Не обн.	0,015	0,003	» »	0,0004	0,0001	30	3600	—	37	60	Ю. П. Солодова, Н. А. Солодов, Г. Б. Мелентьев
Апатит	То же	2	0,034	» »	Не обн.	Не обн.	» »	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—	Ю. П. Солодова, Н. А. Солодов
Амблигонит	» »	3	0,10	» »	0,001	0,0005	» »	0,0001	0,0001	200	1000	—	10	5	Н. Г. Сретенская, Г. Б. Мелентьев
Петалит	» »	2	0,26	0,005	0,0027	0,016	0,0002	0,0018	0,0010	15	260	25	15	16	Г. Б. Мелентьев
Поллуцит	» »	10	0,4	0,300	0,850	0,550	0,001	0,044	0,013	0,8	20	300	20	42	Т. А. Боровик-Романова, А. Ф. Соседко, Г. Б. Мелентьев, Н. А. Солодов
Кварц	» »	4	0,140	Не обн.	0,008	0,002	Не обн.	0,0001	0,00003	70	4666	—	80	66	Ю. П. Солодова, Г. Б. Мелентьев

уже проявляет свои халькофильные свойства и не входит так же охотно в решетку везувина. Однако проявление халькофильных свойств не единственно возможное объяснение. Поскольку в минералах из пустот понижается содержание (хотя и в меньшей степени, чем у таллия) также цезия, рубидия и лития, то скорее всего это связано с уменьшением изоморфной емкости кристаллических решеток из-за резкого понижения температуры кристаллизации.

Из некалиевых минералов неожиданно много таллия обнаружено в поллуцитах (до 0,044%), сподуменах (до 0,003%), турмалинах (0,0013—0,0018%) и бериллах (0,0003—0,0025%), петалитах (до 0,0018%), а также альбитах (до 0,0005%). Если высокое содержание таллия в поллуците легко объясняется его замещением цезия (тем более это энергетически выгодно, учитывая соотношение их ионных радиусов и потенциалов ионизации), то для всех остальных перечисленных минералов, обогащение таллием с точки зрения классической кристаллохимии непонятно. Можно лишь, как и для цезия, чисто эмпирически отметить тяготение таллия к минералам лития, натрия и, по-видимому, железа. На связь с последним элементом указывает, в частности, весьма отчетливое (в 5 раз) обогащение таллием железистого шерла по сравнению с поздним марганцовистым цветным турмалином (см. табл. 32).

Обогащение некалиевых минералов таллием особенно отчетливо видно по отношению K/Tl и Rb/Tl . Отношение K/Tl в калиевых минералах в 3—10 раз больше, чем это отношение в альбите, и в десятки раз больше, чем в берилле, сподумене, турмалине.

Ввиду совпадения ионных радиусов рубидия и таллия крайние значения отношений первого ко второму обычно отличаются одно от другого не более чем в 2—3 раза и лишь у лепидолита и берилла в 4 раза.

Если отношение Rb/Tl в пределах одного и того же минерала колеблется в довольно узких пределах (по сравнению с отношениями, например, Rb/Cs), то от минерала к минералу вариации весьма ощутимы. Причем, в калиевых минералах отношение Rb/Tl всегда в 10, а то и в десятки раз больше, чем в некалиевых минералах. Даже в пределах одной и той же жилы отношение Rb/Tl в разных минералах весьма сильно изменяется. Например, в одном из изученных нами микроклин-альбитовых пегматитов Калбы в минералах установлены следующие соотношения:

	K/Tl	Rb/Tl		K/Tl	Rb/Tl
Микроклин	5084	117	Альбит	700	10
Мусковит	3685	331	Берилл	81	9
Лепидолит	3645	370	Турмалин	80	5

Отсюда можно сделать вывод, что применение отношения Rb/Tl , равно как и K/Tl , в «качестве геохимического критерия комагматичности различных пород» (Аренс, Либенберг, 1952; Таусон, 1961) вряд ли правомерно. Поскольку соотношение породообразующих минералов в различных породах неодинаково, то и валовое отношение Rb/Tl для пород будет различно, тем более что, как об этом можно судить на примере пегматитов, даже в одном и том же минерале из разных пегматитовых групп содержание таллия и рубидия резко различно (см., например, содержание в микроклинах, мусковитах, бериллах в табл. 32).

Следовательно, можно сделать второй вывод, что таллий по сравнению с рубидием гораздо менее жестко связан с калием; в этом отношении он сходен с цезием, который также сильнее (сравнительно с рубидием) рассеивается в некалиевых минералах.

Содержание (в %) бериллия в породообразующих и других минералах пегматитов *

Минерал	Количество образцов	От	До	Среднее
Арсенопирит	1	—	—	0,0010
Кварц	15	Не обн.	0,0007	0,0002
Касситерит	8	» »	0,0210	0,0044
Танталит-колумбит	4	0,0001	0,0008	0,0003
Гранат	7	0,0001	0,0022	0,0010
Турмалин	19	0,0003	0,0072	0,0013
Сподумен	14	Не обн.	0,0022	0,0006
Биотит	1	—	—	0,0030
Мусковит	40	0,0011	0,0058	0,0029
Жильбертит	4	0,0003	0,0025	0,0012
Лепидолит	13	0,0009	0,0072	0,0037
Микроклин	54	Не обн.	0,0011	0,0004
Олигоклаз **	5	0,0010	0,0036	0,0020
Альбит	31	0,0002	0,0038	0,0009
Поллуцит	5	Не обн.	0,0040	0,0010
Петалит	4	0,0002	0,0003	0,0002
Ортит **	4	0,0124	0,0685	0,0300
Трифиллин-литофиллит	1	Не обн.	0,0058	0,0019
Пурпурит	1	—	—	0,0012
Сиклерит	2	0,0001	0,0006	0,0004
Амблигонит	7	Не обн.	0,0010	0,0002
Апатит	7	» »	0,0013	0,0004
Монацит **	1	—	—	0,0028
Циртолит **	2	0,0056	0,0210	0,0138

* Образцы Н. А. Солодова, Н. Г. Сретенской, Ю. П. Солодовой, В. А. Хвостовой, Ю. И. Филипповой, Г. Б. Мелентьева.

** Минералы слюдоносных пегматитов (Беус, 1960).

Бериллий. В табл. 33, значительно дополненной по сравнению с имеющимися в литературе сведениями (Беус, 1960), приводятся спектрально количественные анализы (проверенные химическими анализами) минералов пегматитов. Бериллий в определяемых количествах (предел чувствительности 0,0001—0,0002% Ве) обнаружен в 24 минералах. Для рассеяния этого элемента характерна относительно большая равномерность распределения его по породообразующим и второстепенным минералам. Наибольшие количества бериллия обычно наблюдаются в слюдах, кислых плагиоклазах и турмалинах, где он, как правило, содержится в тысячных долях процента. Из аксессуарных минералов наивысшая концентрация бериллия зафиксирована в ортите, циртолите, касситерите (сотые доли процента). Во всех остальных минералах содержание его обычно не превышает нескольких десятитысячных долей процента.

Показательно более высокое содержание бериллия в минералах слюдоносных пегматитов, хотя последние почти не содержат бериллиевых минералов. Видимо, это объясняется более высокой температурой кристаллизации слюдоносных пегматитов, когда изоморфная емкость минералов сильно повышается.

Изоморфизм бериллия достаточно подробно рассмотрен в работах А. А. Беуса (1957, 1960). Здесь хотелось бы отметить лишь то об-

Содержание (в %) тантала и ниобия и их отношения в породообразующих и прочих минералах негматитов

Минерал	Количество образцов	Ta ₂ O ₅			Nb ₂ O ₅			Ta ₂ O ₅ / Nb ₂ O ₅
		от	до	среднее	от	до	среднее	
Кварц	4	0,0004	0,0007	0,0005	0,0038	0,0055	0,0043	0,12
Касситерит	9	0,7	3,26	1,37	0,39	1,82	1,04	1,31
Гранат	13	0,001	0,048	0,0201	Не обн.	0,010	0,0049	4,1
Берилл	6	Не обн.	0,0078	0,0023	» »	0,015	0,0078	0,3
Турмалин	9	» »	0,017	0,0027	» »	0,016	0,004	0,6
Сподумен	3	» »	0,001	0,0007	» »	0,005	0,0018	0,39
Биотит	5	0,007	0,097	0,044	» »	0,162	0,085	0,52
Мусковит	25	0,001	0,014	0,005	0,005	0,037	0,015	0,33
Жильбертит	3	0,002	0,0046	0,0029	0,0033	0,024	0,0131	0,22
Лепидолит	11	0,008	0,0170	0,011	0,005	0,023	0,014	0,8
Цимматолит	3	Не обн.	0,007	0,0031	Не обн.	0,0054	0,0013	1,7
Микроклин	6	0,0004	0,001	0,0007	» »	0,0058	0,0042	0,17
Альбит	5	0,0005	0,0008	0,0006	0,002	0,007	0,005	0,12
Клевеландит	1	0,0003	—	—	Не обн.	—	—	—
Апатит	1	—	0,001	0,001	» »	0,0080	0,003	0,3

стоятельство, что не обязательно изыскивать схемы изоморфизма для всех случаев содержания малых количеств бериллия, поскольку часть его в минералах, несомненно, находится в неизоморфной форме.

Тантал и ниобий. Изучение рассеяния этих элементов в минералах все еще очень затруднено отсутствием чувствительных методик их точного анализа. В определенных количествах они обнаружены химическим анализом (предел чувствительности 0,001%, при больших навесках — 0,0002%) в 15 минералах (табл. 34). В табл. 34 наряду с анализами наших образцов использованы данные Н. Е. Сергеевой (1960), М. В. Кузьменко (1961), Ю. С. Слепнева и Г. Б. Мелентьева (1962), Н. Г. Срегенской (1963).

Наивысшее содержание тантала и ниобия (до 2—3% каждого) обнаружено в касситерите. Постоянно высоким содержанием их (до сотых долей процента) характеризуются гранаты, лепидолиты и биотиты, а для ниобия также мусковиты. Все остальные проанализированные минералы содержат десятитысячные и тысячные доли процента тантала и ниобия.

В подавляющем большинстве минералов ниобий значительно преобладает над танталом: первого обычно в 3—7 раз больше второго. Лишь в касситеритах, лепидолитах и биотитах соотношение этих элементов близко к единице. Совершенно исключительное положение в этом случае занимает гранат, в котором тантал, как правило, значительно (в 2—8 раз) преобладает над ниобием.

Для изучения формы нахождения тантала и ниобия в минералах необходимы дополнительные исследования. Однако уже сейчас несомненно, что далеко не весь тантал и ниобий находятся в изоморфной форме среди породообразующих минералов. По-видимому, значительная часть их присутствует в виде тончайших субмикроскопических включений тантало-ниобатов, иначе трудно объяснить хотя и незначительное, но почти постоянное наличие тантала и ниобия в кварце, полевых шпатах и в некоторых других минералах.

Тем не менее есть основания полагать, что в слюдах, гранатах и касситеритах какая-то часть этих элементов несомненно представлена изоморфной формой, потому что отношение Ta/Nb в этих минералах не согласуется с отношением их валовых содержаний.

В мусковитах ниобием, видимо, замещается алюминий в шестерной координации, при этом заряды компенсируются при помощи бериллия, постоянно присутствующего в этой слюде. Изоморфизм осуществляется по схеме $1: 2\text{Be:Nb} \rightarrow \text{Al}_{\text{IV}}\text{Al}_{\text{VI}}$. В результате получаем небольшой выигрыш в энергии, поскольку сумма потенциалов ионизации элементов в левой части схемы равна 85,72 эв, а в правой — 85,05 эв. При таком изоморфизме соотношение содержания бериллия и ниобия в мусковите в атомных количествах должно быть как 2 : 1, а в весовых процентах — как $(9 \times 2) : 93 = 1 : 5$. Среднее содержание бериллия в мусковитах равно 0,003% (см. табл. 33), а суммы тантала и ниобия около 0,015% ($\text{Nb}_2\text{O}_5 - 0,015\%$ и $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 0,005\%$, см. табл. 34), т. е. соотношение между ними оказывается равным тоже 1 : 5. Аналогичный изоморфизм имеет место и в лепидолите. Для этого минерала также отношение Be/Nb в весовых процентах близко 1 : 5. Содержание бериллия в нем равно 0,0037% (см. табл. 33), а содержание суммы тантала и ниобия составляет 0,019% ($\text{Nb}_2\text{O}_5 - 0,014\%$ и $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 0,011\%$, см. табл. 34), т. е. $0,0037 : 0,019 \approx 1 : 5$.

Совпадение по обоим минералам настолько точное, что оно вряд ли может оказаться случайным. К сожалению, мы пользовались средними цифрами; интересно было бы проследить эту зависимость непосредственно по частным образцам.

В свете этой схемы изоморфизма становится понятным резкое преобладание в слюдах ниобия над танталом (особенно по сравнению с соотношением валовых содержаний этих элементов в зонах, из которых взяты светлые слюды), поскольку энергетически замещение танталом невыгодно, так как сумма потенциалов ионизации $2\text{Be} + \text{Ta}$ равна 81,22 эв, а у трех атомов алюминия — 85,05 эв.

Для вхождения тантала в гранат можно предложить по сути дела единственную схему: $(\text{Fe}, \text{Mn})^{2+}\text{Al} \leftarrow (\text{Ta}, \text{Nb}) + \text{свободное место}$. Иначе говоря, один атом тантала встает на место железа или марганца в гранате, а место алюминия остается свободным. Все остальные схемы изоморфизма с уравниением количества замещаемых и замещающих атомов и электростатической компенсацией оказываются энергетически невыгодными; предложенная же схема дает, хотя и небольшой, выигрыш энергии: 44,8 эв (Ta) — 15,7 эв (Mn) — 28,35 эв (Al) = 0,75 эв.

Следует, однако, сказать, что если бы изоморфизм управлялся только одной энергетической эффективностью, то ниобий должен был бы входить и в гранат в большем количестве. Но в данном случае, видимо, важную роль играет сходство химических свойств. Поскольку железо и марганец обладают более основными свойствами по сравнению с алюминием, то их с большей охотой замещает тантал, отличающийся от ниобия тоже более основными свойствами. Ниобию по этим соображениям ближе алюминий. Не только гранат, но также и турмалин, и биотит, богатые железом и марганцем, явно обогащены танталом.

Высокое содержание тантала и ниобия обнаружено также в циматолите, что, вероятно, связано с явлениями сорбции. В отличие от граната и слюд, в которых отношение Ta/Nb резко отличается от валового отношения этих элементов в окружающей зоне, отношение Ta/Nb в циматолите такое же, как и в содержащей его зоне.

¹ Г. Д. Одиказде (1958) предполагал следующую схему замещения: $\text{Be} (\text{Nb}, \text{Ta}) \rightarrow \text{SiAl}$. Однако эта схема энергетически невыгодна, и отношение Be/Ta в слюдах по данной схеме меньше, чем наблюдаемое по анализам образцов.

В касситерите замещение олова, по всей вероятности, происходит по следующей схеме: $(\text{Fe}, \text{Mn})^{3+} + (\text{Ta}, \text{Nb}) \rightarrow 2\text{Sn}$. Хотя эта схема энергетически и невыгодна, изоморфизм тем не менее имеет место ввиду большой (относительно олова) концентрации ионов железа и марганца в расплаве-растворе. Однако вхождение трехвалентных ионов железа и марганца на место четырехвалентного олова требует для электростатической компенсации привлечения более высоковалентных ионов тантала и ниобия, которые к тому же сильно повышают энергетическую эффективность данной схемы изоморфизма. При такой схеме становятся понятными причины обычного преобладания в касситеритах тантала над ниобием. Поскольку тантал и ниобий входят в касситерит благодаря железу и марганцу, а к этим последним, как известно, близок тантал, то естественно его предпочтительное вхождение и в касситерит.

Следует, однако, сказать, что причины преобладания в одних минералах тантала, в других ниобия во многом остаются еще неясными. Наряду с эмпирическим несомненным тяготением тантала к железу, марганцу, олову (?), а ниобия к алюминию осуществляется влияние и ряда других факторов, в частности концентрации этих элементов в расплаве-растворе. Лепидолиты, например, всегда богаче танталом, чем мусковиты; поздние мусковиты богаче ранних (см. вторую часть), поскольку тантал накапливается к концу процесса.

ГЕНЕЗИС РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Стало уже традицией начинать обсуждение генезиса пегматитов с констатации существования двух прямо противоположных школ: А. Е. Ферсмана — К. А. Власова и А. Н. Заварицкого — В. Д. Никитина, спор между которыми длится более 20 лет. Создается впечатление, что исследователи этих двух лагерей исчерпали арсеналы доказательств для убеждения своих противников. Нужны новые факты и идеи, чтобы сдвинуться с мертвой точки.

В последние годы при изучении пегматитов, а также в области экспериментов, близких к процессу пегматитообразования, выявлен ряд важных фактов, не известных ни А. Е. Ферсману и К. А. Власову, ни А. Н. Заварицкому и В. Д. Никитину или не учитывавшихся ими.

В этой связи, естественно, возникает желание попытаться рассмотреть генезис пегматитов с учетом этих новых данных.

К числу новых фактов геологического строения пегматитов относится выявление: 1) зональности пегматитовых пучков, 2) обратной вертикальной зональности в пегматитовых телах и 3) закономерного положения в жилах альбитовых зон.

Анализ закономерностей пространственного размещения в пределах пегматитоносных территорий разного масштаба позволил наряду с такими известными структурно-металлогеническими категориями, как пегматитовая провинция, пояс и поле, выделить еще одну новую структурную единицу — пегматитовый пучок (Солодов, Филиппова, 1965). Если в пределах пегматитовых провинций, поясов и полей зональность может существовать, а может и отсутствовать, притом зональность одного поля (пояса, провинции) чаще всего не сопоставима с зональностью других полей (поясов, провинций), то для пегматитовых пучков намечается исключительно устойчивая схема зональности. Она состоит в том, что по мере перехода от нижних к верхним телам в пучке (свите) жил наблюдается постепенная смена микроклиновых пегматитов микроклин-альбитовыми, затем альбитовыми и, наконец, альбит-сподуменовыми пегматитами (см. фиг. 45—50). В отдельных пегматитовых пучках некоторые парагенетические типы пегматитов могут выпасть, но последовательность смены пегматитов оставшихся типов от нижних к верхним жилам данного пучка остается постоянной и почти не знает исключений. Подробнее на этом мы остановимся во второй части данной работы, поскольку изучение пегматитовых пучков является одним из наиболее действенных поисковых признаков.

Новым фактом геологического строения пегматитов может служить и выявление обратной вертикальной зональности пегматитовых тел (Солодов, 1962б, в). Мы уже говорили выше, что и А. Е. Ферсман (1940), и К. А. Власов (1952, 1961) в созданных ими теоретических схемах предполагали наличие лишь прямой вертикальной зональности, когда сверху вниз в пределах одного и того же тела происходит смена более позднего типа более ранним. Однако глубокая разведка многих пегматитовых тел показывает, что прямой вертикальной зональности в природе вообще не существует, во всяком случае таких примеров неизвестно. Наоборот, разведка жил на глубину обнаружила многочисленные случаи обратной вертикальной зональности, когда с глубиной более ранний парагенетический тип переходит в более поздний. Как уже отмечалось выше, известны примеры, когда микроклиновый пегматит по падению жилы переходит в микроклин-альбитовый, а этот в свою очередь — в альбитовый или альбит-сподуменовый пегматит

(Камерон и др., 1951; Солодов, 1962в). Иначе говоря, если по схемам А. Е. Ферсмана и К. А. Власова сверху вниз в пегматитовом теле сподумен и альбит постепенно сменяются микроклином, то на самом деле в природе все обстоит как раз наоборот. Существенно микроклиновые верхи жилы с глубиной становятся существенно альбитовыми, а нередко здесь появляется и сподумен.

Важно подчеркнуть обратный характер вертикальной зональности пегматитовых тел по отношению к зональности пегматитовых пучков. Если сверху вниз по падению отдельных пегматитовых тел наблюдается замена микроклина альбитом, а иногда даже сподуменом, то в жильных свитах такая смена происходит в обратном направлении, так как верхние жилы обогащены сподуменом, промежуточные — альбитом, а нижние — микроклином.

Следующим фактом, оставшимся без внимания у корифеев науки о пегматитах, является такое же закономерное пространственное положение в пегматитовых телах альбитовых зон, как и микроклиновых, из чего можно заключить, что нет принципиальной разницы в способе их формирования. Следовательно, как те, так и другие могут образовываться и путем свободной кристаллизации, и посредством замещения (автометасоматоза). Впервые это положение было со всей убедительностью показано в работе Камерона и др. (1951). Однако в СССР лишь после наших работ (Солодов, 1958—1962а—в) оно получило признание (Власов, 1965; Кузьменко, 1965; Недумов, 1965).

Состояние пегматитового расплава в свете новейших экспериментальных данных

В связи с бурным развитием научно-исследовательских работ, связанных с производством так называемых ситаллов — стеклокристаллических материалов, отличающихся многими важными для техники свойствами (высокая механическая, химическая и термическая стойкость, очень малый коэффициент теплового расширения и др.), за последние 10 лет установлено, что силикатный расплав в предкристаллизационный период имеет строение, структурно если не идентичное, то очень близкое будущей твердой фазе. Это с несомненностью следует из экспериментов по ситаллообразованию, выполненных с привлечением таких тонких методов исследования, как метод рассеяния рентгеновских лучей под малыми углами, специально для этой цели разработанный в Институте химии силикатов АН СССР (Алексеев, Федорова, 1963), метод инфракрасных спектров отражения (Флоринская и др., 1963), метод спектров комбинационного рассеяния света (Бобович, 1963) и др. К аналогичным выводам пришли исследователи, применяя в этих целях электронный микроскоп (Вернцнер, Дегтева, 1963) и изучая изменение физических свойств стекол в процессе их ситаллизации — плотности, коэффициента линейного теплового расширения, коэффициента общего светопропускания и др. (Тыкачинский, Сорокин, 1963; Кондратьев, Подушко, 1963). Особенно эффективным, на наш взгляд, оказался метод инфракрасных спектров отражения, использование которого позволило А. А. Флоринской и др. (1963) показать, что положение основных максимумов отражения как в исходном, так и в гретых незакристаллизованных и прозрачных закристаллизованных стеклах состава $\text{Li}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ с добавкой 5% TiO_2 полностью совпадает. Это со всей очевидностью свидетельствует о том, что процессу раскристаллизации стекла предшествует период скрытой подготовки его структуры.

Еще более определенный вывод делают Е. В. Подушко и А. Б. Козлова (1963, стр. 57): «...высвобождение TiO_2 из общей сетки стекла

происходит вследствие упорядочения структуры и образования сподуменовых группировок во время предкристаллизационной термической обработки. Такие сподуменовые группировки, но еще не кристаллы, могут, как мы считаем, образовываться вокруг возникающих центров кристаллизации...» (здесь и далее разрядка наша.— Н. С.).

По мнению В. Н. Филипповича (1963, стр. 83), «эвтектический расплав перед кристаллизацией представляет собой смесь мельчайших частиц со структурой, близкой к структуре будущих кристаллов», что подтверждается структурными исследованиями эвтектических расплавов (Данилов, 1956) и вполне поддается теоретическому обоснованию (Бартенев, 1959).

Нельзя также не напомнить, что расплав кремнезема, являющегося основой всех силикатов, имеет молекулярную форму (Ольшанский, 1950).

На основании этих экспериментальных данных мы считаем возможным предположить, что пегматитовый расплав в материнском очаге также имеет форму, близкую к молекулярной, и что главными молекулярными составляющими расплава должны явиться молекулы будущих главных пороодообразующих минералов редкометалльных пегматитов — микроклина, альбита и сподумена (или, как мы покажем ниже, их кремнеполевошпатовые и кремнесподуменовый аналоги). Для упрощения наших рассуждений мы везде ниже будем называть их жидкими молекулами¹, хотя охотно сознаем, что связи между катионами и анионами в этих молекулах очень зыбки. Катноны, в отличие от их положения в твердых кристаллах, довольно легко могут отрываться от молекулы и перемещаться, на что, в частности, указывает электропроводность расплавленных силикатов². Тем не менее наличие отчетливых связей не только между атомами в алюмосиликатном анионе, но и между анионом и катионом совершенно очевидно, так как рентгеноструктурный анализ расплавов в предкристаллизационном состоянии и другие методы их исследования, о которых мы говорили выше, явно улавливают упорядоченное строение вещества, сходное с таковым в твердом виде.

Здесь уместно будет также сослаться на представления Н. В. Белова (1959 а, 1963) о молекулярной структуре расплавов. Н. В. Белов, в частности, указывает, что кальций и магний являются «ядрами кристаллизации» в магматическом расплаве. Учитывая кристаллохимическую близость натрия к кальцию, а лития к магнию, нетрудно прийти к выводу о том, что в пегматитовом расплаве, обедненном магнием и кальцием, их роль в этом отношении могут выполнять литий, натрий и калий.

Близкая к молекулярной форма нахождения пегматитового расплава в материнском очаге тем более вероятна, что по сравнению с условиями ситаллизации силикатных стекол в нашем случае имеется еще более сильно переохлажденная жидкость, так как в свете экспериментальных данных (Долгов, 1965) даже гранит в присутствии фтора плавится при температуре 585° С. Поэтому и пегматитовый расплав, будучи обогащенным фтором и другими летучими, имеет в материнском очаге, по всей видимости, температуру не более 700° С, что гораздо ниже

¹ Вполне очевидно, что понятие «жидкая молекула» автоматически включает в себя ту условность, с которой можно в наше время говорить о молекулах кристаллических силикатов.

² Возможно, молекулярный расплав становится электролитом уже под воздействием электрического поля, которое вызывает распад молекулы на катионы и анионы. Поэтому электропроводность силикатных расплавов еще не является однозначным свидетельством диссоциированной формы нахождения в нем молекул.

температуры плавления микроклина, альбита, сподумена и кварца. Кроме того, пегматитовый процесс длится многие тысячелетия, а не считанные часы, как это имеет место при производстве ситаллов.

Возможность использования производства ситаллов в качестве модели пегматитообразования нам представляется вполне допустимой благодаря сходству химического состава обеих систем, ибо все приведенные выше выводы исследователей ситаллов сделаны на основании изучения литиевосиликатных и литиево-алюмосиликатных стекол.

Нам думается, вывод о строении пегматитового расплава, близком к молекулярному, не следует противопоставлять распространенным представлениям о гранитном расплаве как микрогетерогенной ионно-электронной жидкости, содержащей наряду с преобладающей силикатной частью и растворенными в ней газами рассеянные мельчайшие капли электронной жидкости, состоящей из металлов или сульфидов (Овчинников, 1959, 1965). Это представление, по всей вероятности, справедливо, но оно не может быть полностью распространено на пегматитовый расплав по следующим соображениям. Как неоднократно подчеркивали в своих работах А. Е. Ферсман и К. А. Власов, пегматитовый расплав отличается от гранитного несоизмеримо большим содержанием различных легколетучих компонентов (бора, фтора, воды и др.). Это сразу же сказывается на температуре кристаллизации. Если граниты скорее всего формируются при температурах более 800—900° С, то пегматиты — при температурах намного ниже. Расплав гранитоидов содержит значительно больше таких компонентов, как кальций, железо, магний, марганец, хром, титан, цветные металлы, в то время как пегматитовый расплав сильно обеднен этими элементами и обогащен калием, натрием и особенно литием. Поэтому процессы, происходящие в расплаве гранитоидов, ближе моделируются металлургическими процессами со шлакообразованием, тогда как моделью пегматитообразования является процесс производства ситаллов. Не случайно, что теории ситаллообразования (Стеклообразное состояние, 1963) и металлургического производства (Физико-химические основы производства стали, 1957) достаточно различны и исходят из заметно различных предпосылок.

Правда, исследователи магматических расплавов тоже признают существование в них молекулярной формы нахождения жидкости наряду с ионными и электронными жидкостями (Овчинников, 1959). О. А. Есиным (1948, 1957), О. К. Ботвинкиным (1955) и другими давно развивается гипотеза об упорядоченном строении силикатных расплавов. По их мнению, в таких расплавах образуются так называемые субтаксические группы, внутреннее строение которых близко к структуре кристаллов. Поэтому различие между пегматитовым и магматическим расплавами скорее количественное, чем качественное. В обоих случаях в силикатном расплаве сосуществуют все три формы жидкости: молекулярная, ионная и электронная (Ольшанский, 1950), но в пегматитовом расплаве первая преобладает, вторая имеет сугубо второстепенное значение, а распространенность третьей ничтожна, тогда как в магматическом расплаве все три формы достаточно широко распространены. Однако, на наш взгляд, и здесь превалирует молекулярная форма, поскольку даже сильные электролиты далеко не полностью диссоциируют; следовательно, часть молекул в них находится в недиссоциированном состоянии. Силикатные же расплавы являются не такими уж сильными электролитами, и потому здесь недиссоциированных молекул будет еще больше. В частности, можно привести по этому поводу мнение Ф. К. Шипулина, (1968, стр. 97): «Вероятность существования в силикатном расплаве электронейтральных молекулярных групп представляется вполне естественной».

Таким образом, из экспериментальных данных, которые ранее исследователями пегматитов не учитывались, следует вывод о состоянии пегматитового расплава, структурно близком к состоянию образующейся из него кристаллической фазы. Этот вывод, а также логический анализ эмпирических закономерностей внутреннего строения пегматитовых тел и зонального распределения разнотипных пегматитов в пределах пегматитовых пучков позволяют нам наметить рабочую гипотезу пегматитообразования, изложенную в следующих разделах.

Схема возникновения специализированных пегматитовых расплавов в материнском очаге

Как было показано ранее (Солодов, 1961, 1962в; Солодов, Филиппова, 1965), редкометалльные пегматиты различных типов в пределах одного и того же пегматитового пучка образуются не одновременно, а в последовательности от микроклиновых к микроклин-альбитовым и альбит-сподуменовым. Это доказывается исчезновением в пегматитах от первого к четвертому типу ранних высокотемпературных структур (гранитной и графической), последовательным удалением разных типов от магматического очага, а также соответствующей последовательностью пересечения одних типов пегматитов другими.

В то же время хорошо известно, что каждый тип редкометалльных пегматитов обладает устойчивым парагенезисом породообразующих и редкометалльных минералов, а соответственно петрогенных и редких элементов. Устойчивость минерального (и химического) парагенезиса пегматитов каждого типа — веский довод в пользу того, что каждый из них образовывался из специализированных пегматитовых расплавов, как это и предполагали А. Е. Ферман (1940) и К. А. Власов (1952). Как же образуются специализированные пегматитовые расплавы и почему они внедряются всегда в определенной последовательности?

Если в соответствии с изложенными выше экспериментальными данными предположить, что пегматитовый расплав в материнском очаге в основном состоит из молекул главных породообразующих минералов, т. е. микроклина, альбита и сподумена, или близких к ним по составу соединений (см. ниже), то ответ на этот вопрос становится очевидным. Полагая, что и в жидком виде соотношение удельных весов этих молекулярных компонентов сохраняется, естественно ожидать, что самый легкий из них — существенно микроклиновый расплав — будет накапливаться в верхних частях материнского очага, а существенно сподуменовый расплав — как самый тяжелый — займет нижние части очага. Существенно альбитовый расплав, обладающий промежуточным удельным весом, естественно, расположится в средней части очага¹.

Разумеется, это своеобразное гравитационное расслоение не может привести к абсолютно строгому разделению данных расплавов, поскольку даже в твердом состоянии при комнатной температуре и атмосферном давлении микроклин всегда содержит значительную примесь альбитовой молекулы. Тем более при высоких температурах и в жидком виде растворимость не только между микроклиновой и альбитовой, но даже между альбитовой и сподуменовой молекулами может оказаться очень большой. Поэтому можно, и притом в самой грубой схеме, говорить лишь об относительном обогащении существенно микроклиновым расплавом верхов очага, альбитовым — его средней части, а сподуменовым — низов.

¹ Удельный вес микроклина — 2,58, альбита № 5 — 10 — 2,63, сподумена — 3,0 — 3,2, кварца — 2,65.

При таком расположении в магматическом очаге его основных составляющих становится понятной последовательность образования типов пегматитов. Вполне очевидно, что продуктивные трещины, выходящие пегматитовые расплавы из материнского очага, могут отходить только от его верхней части. Поэтому первые пульсации пегматитовых расплавов будут состоять в основном из микроклинового компонента, накопившегося в верхах очага. Консолидация этих порций приведет к образованию микроклиновых пегматитов. Следующие пульсации пегматитового расплава постепенно будут менять свой состав на смешанный микроклин-альбитовый и существенно альбитовый, наконец, с самых низов пойдут альбит-сподуменовые расплавы, которые дадут начало соответствующим типам пегматитов. Гравитационное расслоение пегматитовых расплавов в материнском очаге, дающее начало различным типам пегматитов, продолжается и при формировании самих пегматитовых тел, что и служит причиной образования обратной вертикальной зональности. Как мы отмечали выше, по падению пегматитов намечается совершенно отчетливая смена микроклина альбитом, а в некоторых жилах на глубине даже появляется сподумен. В свою очередь, во многих жилах у всякого бока всегда больше микроклина, а у лежащего — альбита. Иначе говоря, при консолидации пегматитов, по образному выражению К. А. Власова, происходит «вторая перегонка», т. е. процесс гравитационного расслоения (как и многие другие явления, имевшие место в магматическом процессе при образовании материнских очагов, генерирующих пегматитовые расплавы) повторяется снова и при становлении пегматитовых тел.

Выше для простоты рассуждений мы принимали во внимание только микроклин, альбит и сподумен. Однако кварц — такой же полноправный порообразующий минерал и его нельзя исключать из рассмотрения.

Если допустить, что кварц в материнском очаге также присутствует в жидкой молекулярной форме, тогда, судя по его удельному весу, который ближе всего к альбиту, он должен был бы обогащать альбитовые пегматиты и обеднять остальные типы. Обогащение кварцем альбитовых пегматитов действительно имеет место, но этому можно дать и другое объяснение. Как обогащение альбитовых пегматитов, так и обеднение других гипсов кварцем в случае действия механизма удельных весов должно было бы приводить к непостоянному соотношению кварца с другими минералами в зависимости от степени вызревания магматических очагов. Однако, судя по валовому составу пегматитов, наблюдается поразительное постоянство отношения кварца к микроклину (или альбиту, сподумену). Редкометалльные пегматиты обладают очень постоянным содержанием кварца, количество которого даже от типа к типу колеблется между 25 и 40%, а в пределах одного и того же типа крайние содержания его от пегматита к пегматиту различаются не более чем на 5—10%, что по сути дела даже находится в пределах точности подсчета¹.

¹ Интересно отметить, что и химический состав характерных представителей одного и того же типа пегматитов очень постояен. Например, во всех типичных месторождениях альбит-сподуменовых пегматитов СССР содержание Li_2O колеблется от 1,08 до 1,46%, окиси Na_2O — от 3,8 до 5,6%, K_2O — от 1,9 до 2,5%, т. е. пределы колебаний так малы, что вариации химического состава пегматитов в пределах типа вполне могут быть сопоставлены с вариациями химического состава отдельного минерала.

Средний состав альбит-сподуменовых пегматитов с пересчетом примесей на соответствующие ведущие компоненты примерно представляют следующую картину: Li_2O — 1,4%; Na_2O — 5,0; K_2O — 2,4%; Al_2O_3 — 17,2%; SiO_2 — 74%. Пересчет этих анализов на молекулярные количества природных минеральных составляющих приводит к следующим их соотношениям (округленно): сподумен — 20%, альбит — 40%, микроклин — 10%, кварц — 30%.

Это заставляет предположить, что в действительности пегматитовый расплав в материнском очаге состоит не из молекул микроклина, альбита и сподумена, а из молекул типа гипотетического кремнеполевошпата, на существование которого впервые указал В. И. Лебедев (1957а, б)¹, т. е. вместо микроклиновой молекулы в расплаве находится (назовем ее аналогично В. И. Лебедеву) кремнемикроклиновая молекула $KAlSi_4O_{10}$, вместо альбитовой — кремнеальбитовая $NaAlSi_4O_{10}$, вместо сподуменной — кремнесподуменная $LiAlSi_3O_8$ (или $LiAlSi_4O_{10}$)².

Распад этих молекул после внедрения пегматитового расплава в трещины и начала его кристаллизации и приводит к возникновению пегматитовых жил с весьма постоянным отношением кварца к микроклину, кварца к альбиту, кварца к альбиту и сподумену.

Нельзя не обратить внимания еще на один весьма любопытный факт. Количество кварца в кварц-микроклиновой графической зоне, равное по данным А. Е. Ферсмана (1940) 23—26%, сохраняется в целом и для всего объема пегматитовых тел этого типа, поскольку содержание кварца в них тоже составляет 23—26% (Солодов, 1962в). Точно так же количество кварца как в графической (точнее апографической) кварц-альбитовой зоне, так и во всем объеме тел альбитовых пегматитов примерно одинаково и в обоих случаях приблизительно равно 30—35% (Солодов, 1962в).

Поэтому вслед за В. И. Лебедевым (1957а, б), можно предположить, что при высокой температуре и одновременно высокой концентрации минерализаторов кремнеполевошпатовая молекула может образовывать самостоятельный минерал, представляющий собой твердый раствор кварца и полевого шпата, распад которого и приводит к образованию графической или неяснографической (апографической) зоны.

Отсюда, кстати говоря, можно предполагать, что и так называемые псевдографические прорастания кварца и сподумена имеют аналогичный генезис.

Такие структуры характерны в основном для самой ранней генерации сподумена в микроклин-альбитовых (реже альбит-сподуменных) пегматитах.

В обоснование возможности образования кремнеполевошпата В. И. Лебедев ссылается на вывод В. И. Вернадского и С. М. Курбатова (1937), которые для алюмосиликатов давали следующую общую формулу: $MAiSi_nO_{2n+2}$. Поэтому вслед за $KAlSiO_4$ (калиофиллит), $KAlSi_2O_6$ (лейцит), $KAlSi_3O_8$ (микроклин) можно вполне ожидать появления тетрасиликата калия $KAlSi_4O_{10}$, т. е. кремнемикроклина. Но первые три устойчивы и при низких температурах, тогда как последний в таких условиях распадается на микроклин и кварц.

Не менее убедительна ссылка В. И. Лебедева и на экспериментальные данные Л. Боуэна и О. Таттла (1952), установивших с увеличением давления паров воды в системе $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - H_2O$ уменьшение поля устойчивости лейцита $KAlSi_2O_6$ и кристаллизацию непосредственно из расплава микроклина $KAlSi_3O_8$. Рассматривая диаграмму, приведенную в цитированной работе, можно заключить, что при давлении, превышающем 2500 атм, пары воды должны способствовать и образованию $KAlSi_4O_{10}$. Действительно, в природе отчетливо наблюдается связь образования графической структуры с летучими. Например, с глубиной в жилах падает количество летучих и исчезает графическая структура, заменяясь гранитной.

¹ В этом отношении также представляет интерес работа С. М. Бескина (1961).

² Литиевый тетрасиликат в природе известен — это петалит (каркасный алюмосиликат).

В пользу существования кремнемикроклиновой, кремнеальбитовой и кремнесподуменовой молекул¹ можно привести и другие экспериментальные данные. Р. Рой (Roy e. o., 1950), изучая фазовое равновесие в системе $\text{LiAlSiO}_4 - \text{H}_2\text{O}$, пришли к выводу, что высокотемпературная модификация сподумена образует серию твердых растворов с SiO_2 , предел которых отмечается при содержании 79% кремнезема. И. И. Китайгородский и др. (1963) при нагревании природного петалита установили образование твердого раствора β -сподумена с кремнеземом, а Г. П. Павлова и др. (1963) при термообработке стекла состава $\text{Li}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ выявили выпадение твердых растворов сподумена и эвкриптита с кремнеземом, что согласно подтверждается как рентгенографическими, так и кристаллооптическими исследованиями. А. И. Шмелева и Н. М. Иванова (1963), изучая примерно те же стекла, также пришли к выводу о существовании твердого раствора дисиликата лития и сподумена с кварцем². Отсюда можно предполагать, что и в жидком виде должны существовать соединения типа сподумен + кварц, т. е. $\text{LiAlSi}_3\text{O}_8$ (или $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$). Аналогичные соединения можно допустить и для калиевых, и натриевых алюмосиликатов.

Чтобы гравитационное расслоение имело место, соотношение удельных весов кремнемикроклиновой, кремнеальбитовой и кремнесподуменовой молекул в расплаве должно остаться таким же, как и между удельными весами микроклина, альбита и сподумена. Справедливость этого предположения тоже подтверждается экспериментом. И. И. Китайгородский и др. (1963) показали, что структура твердых растворов сподумена с SiO_2 аналогична структуре чистого сподумена и их рентгенограммы отличаются от рентгенограммы сподумена небольшим сдвигом линий в сторону большего значения углов θ .

Если распределение главных породообразующих минералов по вертикали в магматическом очаге обязано соотношению их удельных весов, то, казалось бы, естественно было ожидать, что и редкометалльные минералы будут распределяться в соответствии со своими удельными весами. В этом случае наибольшее количество редкометалльных минералов (поскольку они обладают большим удельным весом) должно было бы наблюдаться в альбит-сподуменовых пегматитах, т. е. в самых тяжелых пегматитовых расплавах. Однако только касситерит действительно накапливается в этих пегматитах. Такие же минералы, как тантало-ниобаты, поллуцит, берилл, несмотря на свой большой удельный вес, имеют максимальные содержания в других типах пегматитов. Из этого следует, что удельный вес редкометалльных минералов не имеет в данном случае никакого значения. И это вполне понятно, потому что при низкой концентрации редких элементов они без сомнения не могут находиться в исходном расплаве в форме молекул будущих редкометалльных минералов.

Отсутствие проявления в данном случае гравитационного фактора позволяет думать, что редкие элементы находятся в пегматитовом расплаве в растворенном состоянии (в виде простых и комплексных ионов, простых и комплексных соединений и т. д.). Это опять-таки подтверждается экспериментами. Для таких компонентов, как BeO и SnO_2 , О. А. Есиным (1948) была экспериментально доказана полная смешимость их в расплаве с SiO_2 .

В целом причины, управляющие распределением редких элементов

¹ Везде ниже под кремнемикроклиновой молекулой будет пониматься молекула $(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_4\text{O}_{10}$, под кремнеальбитовой — $(\text{Na}, \text{K})\text{AlSi}_4\text{O}_{10}$, под кремнесподуменовой — $(\text{Li}, \text{Na})\text{AlSi}_4\text{O}_{10}$ или даже $(\text{Li}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$.

² Любопытно отметить, что, согласно Диру, Хауи и Зусману (1965), анализы сподумена, альбита и микроклина всегда показывают избыток SiO_2 против его формульного количества. Не связано ли это с остатками твердого раствора SiO_2 ?

по типам пегматитов, в настоящий момент еще далеко не ясны. Несомненно лишь одно, что растворимость соединений редких металлов в кремнемикроклиновом, кремнеальбитовом и кремнесподуменовом расплавах резко неодинакова. В результате разные редкие элементы увлекаются (и притом в различной их концентрации) разными пегматитовыми расплавами при внедрении в трещины.

В свете изложенного становится понятным обратный характер вертикальной зональности в пределах отдельных пегматитовых тел по отношению к зональности в пределах пегматитовых пучков, чему мы искали объяснение многие годы. Последовательное поступление из материнского очага сначала существенно кремнемикроклиновых, затем существенно кремнеальбитовых и, наконец, существенно кремнесподуменовых расплавов в сочетании с определенной очередностью приоткрывания сначала трещин, расположенных вблизи очага, а затем трещин, расположенных все дальше и дальше от него, и является главной причиной возникновения зональности пегматитовых пучков. В самих же жилах по их падению происходит вторичное перераспределение компонентов пегматитового расплава в соответствии с их удельными весами: в верхних частях жил накапливается кремнемикроклиновый компонент, а внизу — кремнеальбитовый и даже кремнесподуменовый. Таким образом, если от жилы к жиле по мере удаления от материнского очага, т. е. снизу вверх в пределах пегматитового пучка, микроклин сменяется альбитом и сподуменом, то в пределах каждой жилы в отдельности снизу вверх, наоборот, сподумен и альбит сменяются микроклином.

Схема становления пегматитовых тел

Попробуем восстановить процесс консолидации пегматитовых тел, используя для этого как материалы по их внутреннему строению, так и идею гравитационного расслоения расплава. Рассмотрим процесс становления отдельно для каждого из четырех типов редкометалльных пегматитов, начиная с пегматитовых расплавов более простого состава.

Микроклиновые пегматиты обычно состоят из последовательно сменяющих одна другую зон: графического кварц-микроклина; пегматоидного кварц-микроклина, блокового микроклина и блокового кварца¹. Начальная температура этого расплава градуируется довольно точно. Она не может быть ниже 600° С, поскольку ихтиоглииты кварца в графической структуре сохраняют в себе черты его высокотемпературной модификации. С другой стороны, изучение газовой-жидких включений в кварце редко дает температуру больше 650—700° С (Ермаков, 1950, 1951, 1956, 1957а, б, 1960, 1965; Долгов, 1957, 1965).

Микроклиновые пегматиты, как мы уже сказали, образуются из расплава, близкого по составу к кремнемикроклиновой молекуле (К, Na) $AlSi_4O_{10}$. После внедрения расплава такого состава будет образовываться кремнемикроклин, т. е. твердый раствор микроклина и кварца. Распад этого твердого раствора, сопровождающийся явлениями собирательной перекристаллизации, и приводит к образованию графической кварц-микроклиновой зоны. Впервые такое предположение было высказано и обосновано В. И. Лебедевым (1957а, б). В качестве обоснования В. И. Лебедев приводит следующие доводы.

1) Образование кварц-микроклиновой графической структуры не может быть результатом эвтектики, поскольку последняя должна заканчиваться, а не начинать процесс кристаллизации расплава.

¹ Зоной гранит-пегматита, редко встречающейся в этих пегматитах, мы для простоты рассуждений пренебрегаем.

2) Отношение кварца к микроклину при распаде твердого раствора $KAlSi_4O_{10}$ на $KAlSi_3O_8$ и SiO_2 , согласно расчетам В. И. Лебедева, должно быть равно 78 : 22, что полностью согласуется с отношением, наблюдаемым в природной кварц-микроклиновой графической структуре, т. е. $(74 \div 78) : (22 \div 26)$, как это следует из материалов, приводимых А. Е. Ферсманом (1940). В то же время из экспериментальных данных Н. Шерера и Н. Боуэна (1950) эвтектика микроклин — кварц имеет место при их отношении, равном 58,2 : 41,8, что для кварца почти в 2 раза превышает наблюдаемое в природе.

Кристаллизация тетрасиликата $KAlSi_4O_{10}$, как любого минерала, происходит в определенном интервале температур.

При достижении какого-то значения температуры образование графической зоны резко обрывается и начинает формироваться пегматоидная кварц-микроклиновая зона. Согласно А. Е. Ферсману (1940), Н. П. Ермакову (1950, 1951, 1956, 1957а, б, 1965), К. А. Долгову (1955, 1957, 1965), это имеет место при температуре около $600^\circ C$.

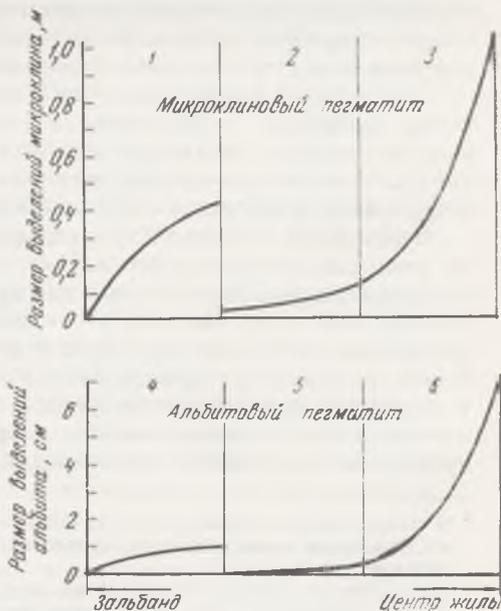
В связи с этим можно предполагать, что при достижении температуры около $600^\circ C$ кремнеклинковая молекула будет распадаться еще в жидком виде на микроклиновую и кварцевую молекулы. Косвенным подтверждением каких-то фазовых превращений, происходящих в системе в данный момент, служит резкое уменьшение размера выделений микроклина в пегматоидной зоне, образующейся вслед за графической зоной. Если в графической зоне размер его выделений достигает 40—50 см, то в пегматоидной он резко уменьшается во много раз и в большинстве случаев не превышает 5—10 см (фиг. 43).

Скачкообразное уменьшение размеров выделений полевого шпата, т. е. увеличение скорости его кристаллизации, по всей вероятности, вызвано тем, что после распада кремнеполевошпатовой молекулы высвободившаяся микроклиновая (или альбитовая) молекула оказывается в сильно неравновесных условиях, что и вызывает ее бурный переход в твердую фазу. Из-за быстрой кристаллизации происходит не только выделение микроклина, но и образование кварца. Выделение в пегматоидной зоне кварца наряду с микроклином объясняется тем, что при быстрой кристаллизации последнего освободившиеся сгустки жидкого кремнезема не успевают отжаться к центру, захватываются затвердевшей массой микроклина и впоследствии кристаллизуются между его выделениями. Отжимание жидкого кремнезема в этот период затрудняется также большой вязкостью расплава, вызывшейся ввиду распада кремне-микроклина.

Однако быстрая кристаллизация минералов пегматоидной зоны (поскольку это процесс экзотермический) снова приводит к повышению

Фиг. 43. Изменение размера выделений микроклина и альбита по мощности микроклиновых и альбитовых пегматитов

Зоны: 1 — графическая кварц-микроклиновая, 2 — пегматоидная кварц-микроклиновая, 3 — блоковая кварц-микроклиновая, 4 — апографическая кварц-альбитовая, 5 — сахаровидного альбита, 6 — клеветандита



температуры¹ и восстанавливает спокойные условия консолидации. В результате обособленные сгустки кремнезема получают возможность отжиматься к центру жилы, благодаря чему начинается образование антимонминеральной зоны блокового микроклина I, после формирования которой кремнезем, скопившийся в центральной части пегматитового тела, образует кварцевое ядро.

Перед формированием кварцевого ядра иногда происходит частичный распад еще одной сложной жидкой фазы. Молекула калиево-натриевого полевого шпата (микроклина) сбрасывает избыточную альбитовую молекулу, поскольку из-за прогрессирующего понижения температуры начинает сказываться ограниченная растворимость последней в калиево-натриевом полевоом шпате². Поэтому в микроклиновых пегматитах по периферии кварцевого ядра мы нередко видим гнезда клевеландита. Здесь же при наличии воды вместо микроклина иногда образуются гнезда мелколистоватого мусковита.

В этом же месте текстуры пегматита появляются берилл, трифилин, реже — другие редкометалльные минералы. Появление их здесь может быть объяснено как результат отжима в процессе кристаллизации микроклина той примеси бериллия и лития, которые были растворены (в форме каких-то метастабильных соединений), хотя и в небольшом количестве, в кремнемикроклиновой и микроклиновой молекулах, но которые практически совсем не допускаются в кристаллическую решетку как тетрасиликата, так и микроклина.

Альбитовые пегматиты обладают поразительным сходством своего внутреннего строения с микроклиновыми пегматитами и повторяют в своем формировании все этапы образования последних. Все наши рассуждения, изложенные при анализе микроклиновых пегматитов, будут вполне применимы и к альбитовым пегматитам, только вместо микроклина нужно подставить альбит. Напомним, что альбитовые пегматиты на 90% своего объема слагаются следующими зонами (в последовательности от зальбандов к центру): апографической кварц-альбитовой сахаровидного альбита, клевеландита, блокового кварца.

Начальная температура внедренного в трещины расплава, из которого формируются альбитовые пегматиты, к сожалению, не может быть определена с достоверной точностью. Судя по ряду косвенных признаков, можно лишь предполагать, что она в целом несколько ниже начальной температуры кристаллизации микроклиновых пегматитов.

Внедренный в трещины кремнеальбитовый расплав в первую очередь также начинает образовывать тетрасиликат — $\text{NaAlSi}_4\text{O}_{10}$, который, будучи твердым раствором альбита и кварца, распадается и претерпевает собиравательную перекристаллизацию. В результате образуется краевая неяснографическая или апографическая кварц-альбитовая зона.

Выделение тетрасиликата резко обрывается, по-видимому, также из-за распада кремнеальбитовой молекулы на альбитовый и кварцевый компоненты. Альбит начинает быстро кристаллизоваться, частично даже успевая проявить свои «агрессивные» качества, благодаря которым он автометасоматически реагирует с ранее образованной кварц-альбитовой зоной. В результате образуется зона сахаровидного альбита. Эта зона (так же как и ее аналог в предыдущем типе, зона пегматоидного кварц-микроклина) содержит много кварца (25—35%), поскольку жидкий кремнезем не успевает отжаться к центру жилы и захватывается бы-

¹ В микроклин-альбитовых пегматитах в этом случае нам приходилось наблюдать даже появление вновь гигантографических структур, правда, только в очень мощных пегматитах.

² Становится понятной последовательное уменьшение пертитовых вростков в микроклине от внешних зон к внутренним, что хорошо согласуется с данными химических анализов микроклина (Солодов, 1962в).

стро кристаллизующимся сахаровидным альбитом. Внешне каплеобразные выделения кварца очень сходны с ликвационными структурами. Показательно, что в зоне сахаровидного альбита размер его (альбита) выделений значительно меньше, чем в предыдущей апографической зоне (см. фиг. 43), т. е. наблюдается полная аналогия уменьшению размеров выделений микроклина в пегматоидной зоне по сравнению с графической зоной в микроклиновом типе.

Быстрая кристаллизация сахаровидного альбита и кварца (с выделением тепла) несколько повышает температуру процесса и создает спокойные условия становления; в результате сгустки жидкого кремнезема получают возможность отжиматься к центру жил и начинает образовываться анхимономинеральная зона клевеландита (аналогичная зоне блокового микроклина I в предыдущем типе). Кремнезем, отжимаемый к центру жилы, как и в предыдущем случае, образует здесь на соответствующей стадии кварцевое ядро.

При распаде тетрасиликата натрия и последующей кристаллизации его составных частей высвобождается некоторая избыточная часть ортоклазовой молекулы, поскольку растворимость последней в жидкой кремнеальбитовой молекуле гораздо больше, чем в альбите. Поэтому в зоне сахаровидного альбита мы нередко видим выделения микроклина¹. Тот же процесс повторяется и при образовании клевеландита. Но в этом случае высвобождающаяся избыточная молекула микроклина имеет возможность отжиматься к центру, потому что установились спокойные условия формирования. А так как к центру жилы отжимаются и летучие (в первую очередь вода), то после образования зоны клевеландита (но до образования кварцевого ядра) формируются гнезда мусковита и редкие блоки микроклина II.

Весьма примечательно, что гнезда мусковита в пологопадающих жилах всегда располагаются под кварцевым ядром. Это, видимо, объясняется проявлением гравитационной дифференциации, т. е. осаждением кристаллов мусковита под действием своего удельного веса на дно камеры, занимаемой кварцевым ядром, где они затем и дорастают. Проявление гравитационного фактора особенно облегчается тем, что образование зоны ярко-зеленого чешуйчатого или мелколистоватого мусковита, по всей вероятности, уже происходит в условиях, отвечающих гидротермальным, так как для границы фазы *G* и *H* еще А. Е. Ферсманом (1940) отмечалась характерность образования зеленых слюдок и лепидолита².

Аналогичным образом, видимо, следует объяснять и местоположение блоков микроклина II, которые также всегда в этом случае располагаются у лежащего бока кварцевого ядра в отличие от зоны блокового микроклина I, обычно располагающейся у всячего бока жил над кварцевым ядром. Удельный вес кристаллитов микроклина II без сомнения больше удельного веса жидкого кремнезема, поэтому они оседают на дно, где дорастают, претерпевая собирательную перекристаллизацию.

Ранее связанные с альбитовой молекулой бериллий и литий высвобождаются (разумеется, в форме каких-то соединений, а в конце, возможно, и молекул) при кристаллизации клевеландита и концентрируются к центру жилы, где на границе зоны клевеландита и кварцевого ядра получают возможность закристаллизоваться в виде берилла, трифилина и других минералов, аналогично микроклиновым пегматитам,

¹ Показательно, что выделения микроклина в зоне сахаровидного альбита встречаются лишь тогда, когда она сменяет апографическую кварц-альбитовую зону. Если же зона сахаровидного альбита краевая, то в ней микроклин практически отсутствует.

² Чешуйчатый мусковит является полным аналогом лепидолита. Они взаимно заменяют друг друга в зависимости от наличия или отсутствия лития.

в которых редкометалльные минералы также располагаются вокруг кварцевого ядра.

В заключение сопоставим особенности внутреннего строения этих двух типов, чтобы еще более наглядно показать исключительное сходство процесса их образования. От зальбандов к центру жил в обоих типах наблюдаются следующие зоны и минералы:

Микроклиновые пегматиты

Графическая кварц-микроклиновая зона.
Пегматоидная кварц-микроклиновая зона. В этой зоне находится основная масса шерла микроклиновых пегматитов.

Зона блокового микроклина I.
Гнезда мелколистчатого мусковита.
Гнезда клеветандита.
Кристаллы берилла и трифилина.
Кварцевое ядро.

Альбитовые пегматиты

Апографическая кварц-альбитовая зона.
Зона сахаровидного альбита с большим количеством кварца (до 25—35%). Эта зона заключает основную массу шерла альбитовых пегматитов.
Зона клеветандита.
Гнезда мелколистчатого мусковита.
Блоки микроклина II.
Кристаллы берилла и трифилина.
Кварцевое ядро.

Из этого сравнения со всей очевидностью следует, что микроклин и альбит строго взаимно заменяют друг друга. Там, где в одном типе находится альбит, в другом типе ему соответствует микроклин, и наоборот. Даже кривые изменения размера их выделений от зальбандов к центру жил совершенно идентичны (см. фиг. 43).

Поведение кварца очень сходно в обоих типах. Создается впечатление, что ему совершенно безразлично, в паре с каким полевым шпатом он будет образовываться — с альбитом или микроклином.

Точно так же второстепенные (шерл, мусковит) и редкометалльные (берилл, трифилин) минералы появляются в одних и тех же местах текстуры пегматитовых тел независимо от типа пегматита.

Альбит-сподуменовые пегматиты в основном состоят из всего двумя зонами: краевой мелко- или среднезернистой кварц-альбитовой и центральной кварц-альбит-сподуменной. Они образуются из пегматитового расплава, состоящего в основном из смеси кремнеальбитового и кремнесподуменного компонентов.

Температура исходного расплава в момент внедрения не превышает 600° С, поскольку мы не имеем графических структур в этих пегматитах, но она, вероятно, не может быть и ниже 550—500° С ввиду того, что при данной температуре, как это показывают эксперименты (Roy e. o., 1950), начинает выпадать сподумен.

В первую очередь кристаллизуется кремнеальбитовый компонент, имеющий более высокую температуру кристаллизации. Образуется краевая мелкозернистая кварц-альбитовая зона. Более легкоплавкий кремнесподуменный компонент отжимается к центру жил, где на соответствующей стадии формируется кварц-альбит-сподуменная зона. Поэтому довольно часто можно наблюдать, как кварц-альбит-сподуменная зона сечет своими апофизами кварц-альбитовую зону.

В свете высказанных идей становятся понятными многие черты строения альбит-сподуменных пегматитов.

1. Прежде всего становится понятным исключительно постоянное содержание как кварца и альбита в краевой кварц-альбитовой зоне, так и сподумена в кварц-альбит-сподуменной. Действительно, согласно квалифицированным подсчетам запасов содержание Li_2O в месторождениях альбит-сподуменных пегматитов колеблется от 1,13 до 1,46% (с учетом и безрудной по литию краевой кварц-альбитовой зоны). Несложные расчеты показывают, что если исключить краевую безрудную по сподумену зону, то содержание Li_2O в кварц-альбит-сподуменной зоне будет колебаться от месторождения к месторождению в еще более

узких пределах, а именно: от 1,6 до 1,8%. Вполне очевидно, что такое постоянство может быть только в случае, когда пегматитовый расплав подчиняется стехиометрическим соотношениям в соответствии с молекулярной формой своего нахождения¹.

2. Представление о существовании кремнеальбитового и кремнесподуменового компонентов позволяет объяснить наличие всегда резких границ между полиминеральными кварц-альбитовой и кварц-альбит-сподуменовой зонами, чего нельзя понять с позиций чистой кристаллизационной дифференциации.

3. Становится понятным равномерное распределение сподумена как по мощности, так и по падению зоны. Дело в том, что согласно экспериментальным данным, полученным при изучении ситаллов, кристаллизация литиево-алюмосиликатных стекол начинается и затем продолжается сразу во всем объеме тигля, а не с поверхности, как это наблюдается при ситаллизации натриево-алюмосиликатных стекол (Филиппович, 1963). Этим, кстати говоря, и объясняется тот факт, что если в предыдущих двух типах пегматитов мы имеем мономинеральные зоны клевеландита и микроклина, то мономинеральной сподуменовой зоны не только никто не встретил, но и появления ее нельзя ожидать.

В то же время при образовании пологопадающих жил альбит-сподуменных пегматитов мы встречаемся с одним явлением, которое находится в противоречии с удельными весами кремнесподуменовой и кремнеальбитовой молекул. В пологопадающих жилах кварц-альбит-сподуменовой зона, образующаяся из более тяжелого пегматитового расплава, почему-то располагается у всячего бока, тогда как мелкозернистая кварц-альбитовая зона, формирующаяся из более легкого расплава оказывается со стороны лежащего бока.

Обмен местоположением между этими зонами может быть объяснен следующим образом. После внедрения пегматитового расплава и его расслоения кремнеальбитовая молекула в соответствии со своим удельным весом накапливается у всячего бока, а кремнесподуменовая — у лежащего. Но ни та, ни другая не могут кристаллизироваться на занимаемых ими местах. Кремнеальбитовая молекула не может кристаллизироваться у всячего бока, так как здесь накапливаются разнообразные летучие, главным образом бор и вода, которые резко понижают температуру кристаллизации. Что же касается кремнесподуменовой молекулы, то она не может кристаллизироваться у лежащего бока ввиду того, что даже в условиях обеднения летучими ее температура кристаллизации ниже температуры пегматитового расплава, которую он имеет на начальной стадии. Однако расплав охлаждается и, следовательно, должен выделять твердую фазу в качестве противодействия, прилагаемого к системе внешнего воздействия. Поэтому начинает кристаллизоваться альбит у лежащего бока жилы, заимствуя на построение своей кристаллической решетки те альбитовые молекулы, которые растворены в кремнесподуменом расплаве. Переход альбитовой составляющей из кремнесподуменового расплава в твердую фазу непрерывно восполняется растворением в нем кремнеальбитовой молекулы, накопившейся у всячего бока. В идеальном случае этот процесс продолжается до тех пор, пока весь кремнеальбитовый расплав, скопившийся у всячего бока не перейдет с помощью такой своеобразной диффузии через кремнесподуменовый расплав к лежащему боку, где он и кристаллизуется.

Дальнейшее понижение температуры достигает, наконец, такой точки, когда начинается кристаллизация сподумена и формирование кварц-

¹ Напомним, что даже в сподумене содержание Li_2O колеблется в пределах 5,80—7,12% (Дир и др., 1965).

альбит-сподуменовой зоны, отжатой к висячему боку с помощью кристаллизационной дифференциации.

В пользу такого предположения говорят следующие факты.

Во-первых, первоначальное нахождение кремнеальбитового расплава у висячего бока, а кремнесподуменового у лежачего доказывается наличием в асимметрично-зональных телах тонкой (5—20 см) корочки кварц-альбитового состава у висячего бока, где она, видимо, возникла в самом начале становления жилы при соприкосновении расплава с холодными стенками. Наоборот, у лежачего бока мы встречаем реликты агрегата кварц-альбит-сподуменового состава, вероятно, также образованного в период «закалки» пегматитового расплава.

Во-вторых, полная асимметрия в расположении зон в пологопадающих альбит-сподуменных пегматитах появляется лишь в тех жилах, которые содержат много летучих, в частности бора (турмалин). При их незначительном количестве кварц-альбитовая зона, как более тугоплавкая, формируется у обоих боков жилы.

Таким образом, кристаллизационная дифференциация, как это видно на примере альбит-сподуменных пегматитов, может поменять местами положение зон в жиле, которое первоначально должно было возникнуть в результате гравитационного расслоения.

Важно подчеркнуть, что в силу влияния кристаллизационной дифференциации самые корни жил, несмотря на отмечавшуюся выше тенденцию увеличения содержания сподумена с глубиной, тоже никогда не слагаются кварц-альбит-сподуменовой зоной, а выполняются более тугоплавкой кварц-альбитовой зоной.

Интересно отметить, что благодаря высокому содержанию легкоплавкой сподуменовой составляющей в расплаве, дающем начало альбит-сподуменным пегматитам, он обладает очень малой вязкостью и большой проникающей способностью, чем и объясняется исключительная протяженность альбит-сподуменных пегматитов. Ни в одном другом типе редкометалльных пегматитов неизвестно таких длинных и одновременно маломощных жил, как это мы наблюдаем в альбит-сподуменном типе.

При рассмотрении альбит-сподуменных пегматитов во избежание возможных неясностей необходимо остановиться еще на одном вопросе. Низкотемпературная моноклинная модификация сподумена при нагревании свыше 900°С переходит в высокотемпературную тетрагональную модификацию, имеющую удельный вес вместо 3,0—3,2 всего лишь 2,3. При повышении давления температура перехода понижается до 500°С.

Попытки Роя (Roy e. o., 1950) синтезировать низкотемпературный сподумен в безводной системе $\text{Li}_2\text{SiO}_4 - \text{LiAlSi}_2\text{O}_6 - \text{SiO}_2$ при температурах 500—700°С и давлении от 35 до 840 кг/см² не увенчались успехом. В этих условиях синтезировался высокотемпературный β -сподумен, обладающий небольшим удельным весом. Однако этот эксперимент ни в коей мере не опровергает нашей схемы, так как химический состав изученной системы слишком далек от состава пегматитового расплава. В более поздней работе Рой указывает, что для синтеза α -сподумена необходимо присутствие в системе натрия и железа, которых в пегматитовом расплаве вполне достаточно. Так, например, только добавка одного железа позволяет синтезировать α -сподумен уже при температурах 550—600°С и давлении 1000 бар. Поэтому вполне очевидно, что в условиях пегматитового расплава молекулы α -сподумена будут существовать при еще больших температурах (600—700°С), которые примерно и характерны для пегматитовых расплавов в материнском очаге.

Микроклин-альбитовые пегматиты образуются из пегматитовых расплавов, содержащих одновременно все три компонента—

кремнемикроклиновый, кремнеальбитовый и кремнесподуменовый, поэтому их внутреннее строение характеризуется наибольшей сложностью. Из этих компонентов кремнесподуменовый, как самый легкоплавкий на первых этапах процесса консолидации, участия не принимает и инертно отжимается к центру жилы. Поэтому вначале ход процесса всецело определяется лишь первыми двумя кремнеполевошпатовыми компонентами. Какой же из них в первую очередь будет кристаллизоваться?

Температура плавления альбита Шерером и Боуэном (1950) была определена в $1118 \pm 3\%$. По тем же данным микроклин плавится incongruently (с образованием лейцита) при температуре $1150 \pm 20^\circ \text{C}$. В общем хотя микроклин и несколько более тугоплавкий по сравнению с альбитом, их температуры плавления довольно близки и потому очередность кристаллизации должна определяться соотношением их молекулярных концентраций. Н. Ф. Челищев (1967) экспериментально показал, что альбит начинает кристаллизоваться первым, когда в расплаве натрий преобладает над калием больше чем в 1,5 раза.

Поэтому, видимо, будет правильным допустить, что и последовательность кристаллизации кремнемикроклиновой и кремнеальбитовой молекул будет зависеть от того, какая из них преобладает против отношения 1 : 1,5.

Рассмотрим процесс становления на примере микроклин-альбитового пегматита — самого сложного из известных в мире (см. фиг. 6). Согласно визуальным подсчетам по массовым крупномасштабным зарисовкам содержание в нем микроклина на верхних горизонтах составляет 42%, а альбита — всего 18%, поэтому в его исходном расплаве значительно преобладала кремнемикроклиновая молекула. Значит, становление пегматитового тела должно было начинаться с образования тетрасиликата калия, распад которого приводит к образованию графической кварц-микроклинной зоны. При кристаллизации тетрасиликата калия концентрация кремнемикроклиновой молекулы понижается, а кремнеальбитовой растет.

Охлаждение расплава до 600°C и ниже вызывает распад кремнеполевошпатовой молекулы на собственно микроклинную, альбитовую и жидкий кремнезем. В этих условиях графическая кварц-микроклинная зона оказывается неустойчивой и начинает бурно аутометасоматически замещаться альбитом. Часть микроклина при его замещении снова переходит в расплав, увеличивая свою концентрацию, а концентрация альбитовой молекулы в расплаве уменьшается. Наступает относительное равновесие: альбит уже не может замещать графический кварц-микроклин, но и микроклин не в состоянии поддерживать монополярную кристаллизацию. Какой-то отрезок времени происходит одновременная кристаллизация блоков микроклина и гнездообразных скоплений альбитового компонента. Образуется зона гнезд мелкозернистого альбита.

Бурное выделение минералов при образовании зоны гнезд мелкозернистого альбита повышает температуру расплава и увеличивает растворимость альбитовой молекулы в микроклинной, поэтому в дальнейшем начинает выпадать из расплава один микроклин-пертит¹. Формируется мощная зона блокового микроклина I.

Постепенное медленное охлаждение системы в дальнейшем неизбежно приводит к такому положению, когда альбитовая молекула в полевошпатовой (калиево-натриевой) молекуле становится частично избыточной и высвобождается из нее, т. е. происходит частичный распад калиево-натриевой полевошпатовой молекулы. Появление в расплаве

¹ Повышение температуры настолько велико, что по внешней периферии зоны блокового микроклина I нередко вновь появляется графическая кварц-микроклинная структура.

свободной альбитовой молекулы приводит к тому, что микроклин-пертит в только что сформированной блоковой зоне становится неустойчивым и начинает замещаться альбитом. Автометасоматическая реакция постепенно, по мере расходования альбита и понижения его концентрации в расплаве затухает, в результате может начаться образование альбита путем свободной кристаллизации. Таким образом, возникают гнезда и даже целые зоны мелкопластинчатого альбита и клевеландита, расположенные по внутренней границе зоны блокового микроклина I.

Альбитовый автометасоматоз микроклина всегда сопровождается передовой волной гидролиза, т. е. образованием кварц-мусковитового комплекса. Поэтому перед зоной альбита иногда образуется мощная зона кварц-мусковитовых гнезд.

Если в исходном расплаве, как это имеет место в рассматриваемом случае, находилась и кремнесподуменовая молекула, то она, как самая легкоплавкая, отжимается в процессе его кристаллизационной дифференциации к центру жилы, где по достижении расплавом соответствующей температуры начинает кристаллизоваться в виде кварц-клевеландит-сподуменовой зоны. Следует заметить, что в отличие от кремнеклинной и кремнеальбитовой молекул, которые при определенной температуре распадаются на составные части еще в жидком виде, кремнесподуменовая (или, точнее, кремнеальбит-сподуменовая) молекула распадается на составные части уже в процессе кристаллизации. Этот процесс начинается с выделения сподумена сразу во всем объеме данного раздува жилы, а не с внешней периферии зоны, как это происходит в существенно альбитовых или микроклиновых расплавах. На кристаллы сподумена нарастают щетки клевеландита, которые в значительной мере заполняют пространство между кристаллами сподумена, а в оставшихся промежутках затем затвердевает кварц.

Жидкий расплав кремнезема, возникший в свое время при распаде кремнеполевошпатовой молекулы, в ходе всего процесса кристаллизационной дифференциации отжимается к центру жилы, где и образует, как обычно, кварцевое ядро. По всей видимости, он не мог смешиваться и с кремнесподуменовой молекулой, поскольку мы всегда имеем хотя и не очень резкую, но достаточно отчетливую границу между кварц-сподуменовой зоной и кварцевым ядром.

Однако жидкий кремнезем, отжатый к центру жилы, не является совершенно чистым SiO_2 и с ним в какой-то мере связана альбитовая молекула. Последняя высвобождается перед самым началом кристаллизации кварцевого ядра. В результате происходит еще одна автометасоматическая реакция с окружающей кварц-сподуменовой зоной, при которой образуется зона мелкопластинчатого альбита. В тех случаях, когда кремнесподуменовая молекула в исходном расплаве отсутствует, эта альбитовая зона сливается с предыдущей альбитовой зоной.

Возникновение зоны блокового микроклина II и гнезд чешуйчатого мусковита (или лепидолита) аналогично их генезису в альбитовом типе пегматитов (см. выше).

Нарисованная выше схематическая картина становления микроклин-альбитовых пегматитов позволяет довольно просто объяснить важные черты их внутреннего строения.

1. В свете идеи реакционного автометасоматоза, возникающего на определенных этапах процесса, становится понятным закономерное положение метасоматических зон в пегматитовых телах. Понятно, почему замещению подвергаются лишь зоны, расположенные с внешней стороны от метасоматической зоны, поскольку от нее к центру жилы в момент метасоматоза еще был расплав.

2. Расплавы разного состава обладают способностью растворять в

себе различные редкие металлы. Кремнемикроклиновыи и микроклиновыи расплавы, видимо, почти совершенно не растворяют в себе редкие металлы, поэтому не только микроклиновые пегматиты в целом, но и даже отдельные зоны существенно микроклинового состава в микроклин-альбитовых типах пегматитов никогда не содержат хоть сколько-нибудь заметных скоплений редкометальных минералов.

Наоборот, кремнеальбитовые и существенно альбитовые расплавы обладают способностью растворять в себе редкие элементы (в форме простых и комплексных ионов, простых и сложных соединений или даже молекул). В результате все альбитовые зоны, равно как и альбит-содержащие типы пегматитов, всегда содержат те или иные редкометальные минералы.

3. Если растворимость редких металлов в одном и том же расплаве зависит от температуры и давления, следовательно, и содержание редкометальных минералов в разных альбитовых зонах в пределах одного и того же тела будет различно как по количеству минеральных видов, так и по их массе.

В то же время если одна и та же зона в разных жилах одного и того же типа образуется при грубо одинаковых температуре и давлении, то естественно ожидать, что и содержание в них редкометальных минералов будет колебаться в очень незначительных пределах, как это неоднократно отмечалось нами ранее.

Роль аутометасоматоза и собирательной автоперекристаллизации в формировании пегматитов

Даже беглый просмотр литературы по пегматитам за два последних десятилетия со всей определенностью убеждает нас в том, что значительное число работ посвящено доказательству метасоматической природы минералов. С этим положением уже давно никто не спорит. Всем хорошо известно, что А. Е. Ферсман (1940) придавал большое значение явлениям метасоматоза в пегматитах. К. А. Власов (1943, 1946, 1952) еще в начале 40-х годов выделял специальную стадию редкометального замещения. Поэтому спор сейчас идет не о том, есть ли метасоматоз в пегматитах или нет. Он без сомнения есть.

Вся острота спора сейчас перенесена на вопрос о том, когда происходит замещение, откуда берутся метасоматирующие растворы, дающие начало метасоматическим минералам, в том числе и редкометальным, т. е. заимствуются ли они из того же пегматитового расплава-раствора, из которого формируется сам пегматит, или привносятся извне в виде дополнительных отщеплений магматического очага. Короче говоря, аутометасоматоз или аллометасоматоз — вот где главный вопрос современного генезиса минералов. Его решение представляет далеко не просто академический интерес, а имеет первостепенное практическое значение. Если компоненты метасоматических, в частности редкометальных, минералов присутствовали изначально в пегматитовом расплаве-растворе, то на основе законов физической химии и геохимии можно заранее предсказать, где по мощности и падению пегматитовых тел будут накапливаться те или иные полезные компоненты. Если же предполагать, что основная масса редких элементов привносилась с метасоматирующими растворами и накладывалась на уже твердые пегматитовые тела, тогда распределение оруденения должно подчиняться в основном трещиноватости и литологическому фактору, что в корне меняет направление поисково-разведочных работ по пегматитам.

Хотя термин аллометасоматоз утвердился в литературе по пегматитам после работ К. Л. Бабаева (1961), основоположниками идеи алло-

метасоматического генезиса минералов являются Хесс (Hess, 1925), Шаллер (Schaller, 1927), Ландес (Landes, 1933). Совершенно особое звучание идея аллометасоматоза приобрела после многочисленных работ В. Д. Никитина (1949, 1952, 1955, 1957, 1958, 1960), трудами которого в современном учении о пегматитах создано целое новое направление. Многие исследователи, разделявшие раньше точку зрения А. Е. Ферсмана, перешли на позиции аллометасоматоза. Даже такой видный последователь А. Е. Ферсмана, как А. И. Гинзбург, и то писал, что «редкометальное оруденение... в большинстве случаев связано с дополнительным поступлением порций растворов» (Гинзбург, Родионов, 1960).

Однако нельзя сказать, чтобы идея автометасоматоза сдала свои позиции. Прежде всего сами же американские исследователи (Камерон и др., 1951; Cameron *et al.*, 1954) были вынуждены после тщательного изучения внутреннего строения пегматитов отказаться от взглядов Хесса, Шаллера, Ландеса и встать на позиции А. Е. Ферсмана. Не менее показательным является также тот факт, что некоторые исследователи слюдоносных и керамических пегматитов, издавна являвшихся в нашей стране базой для развития аллометасоматических идей, стали придерживаться автометасоматических взглядов (Шуркин и др., 1962).

Хотя споры в науке голосованием не решаются, любопытно, однако, заметить, что не только А. Е. Ферсман, К. А. Власов, Е. Камерон, Р. Джанс, но даже Д. С. Коржинский (1937) и А. Н. Заварицкий (1944, 1947), представляющие совершенно иное направление в учении о пегматитах, в свое время также полагали, что метасоматирующие растворы порождаются на месте в ходе пегматитообразования, т. е. все эти ученые, несмотря на разногласия по другим вопросам генезиса, рассматривали явления замещения в пегматитах как автометасоматические.

В подтверждение представления о наложенном генезисе минералов сторонники аллометасоматоза приводят следующие главные факты: 1) метасоматический способ их образования, 2) практическое отсутствие в редкометальных пегматитах крупных миароловых пустот, 3) цепочечное расположение выделений метасоматических минералов. Однако метасоматический генезис любого минерала сам по себе еще ни в коем случае не доказывает привноса метасоматирующих растворов «с глубин во вполне сформированные и твердые пегматитовые тела», поскольку структурный рисунок аллометасоматоза ничем не отличается от рисунка автометасоматоза.

Отсутствие в редкометальных пегматитах миароловых «пустот заметного размера», т. е. тех резервуаров, в которых бы в процессе кристаллизационной дифференциации могли накапливаться растворы, производящие замещение, также нельзя рассматривать как довод в пользу привноса растворов из глубин. В связи с этим важно подчеркнуть, что, по нашему мнению, реакционный автометасоматоз может иметь и в действительности имеет место на любой стадии процесса с самого начала становления пегматита. Поэтому никаких резервуаров, в которых бы накапливались метасоматирующие растворы, нет и быть не должно. Этот довод сторонников аллометасоматоза, видимо, был порожден представлением К. А. Власова (1952) о развитии метасоматических процессов лишь на последней, четвертой, стадии редкометального замещения. Однако в своей последней работе К. А. Власов (1964) отказался от этой точки зрения и полностью принял точку зрения о реакционном автометасоматозе на протяжении всего хода пегматитового процесса, разумеется, то с усилением, то с затуханием явлений замещения.

Автометасоматоз возникает потому, что условия в ходе становления пегматитового расплава-раствора не остаются постоянными. Разнообразные фазовые превращения пегматитового расплава (распад соединений, отделение летучих, ликвация и т. д.), резкие изменения физико-химических параметров — скачковое понижение или увеличение температуры, давления, концентрации в результате кратковременных раскрытий системы при дополнительном трещинообразовании или добавочном поступлении пегматитового расплава — одним словом, любые нарушения спокойных условий консолидации приводят к тому, что затвердевшие участки пегматитового тела становятся неустойчивыми, подвергаясь коррозии, растворению, замещению еще жидкой частью системы, реакции с газовыми или гидротермальными отщеплениями, которые отделяются от расплава, внедряются в уже твердые зоны по контракционным и межзернистым трещинам и производят там замещение. Поэтому большой размах процессов реакционного автометасоматоза несомненен.

И наконец, приводимые аллометасоматистами факты цепочечного или чаще типично прожилкового обособления различных минералов опять-таки не могут однозначно подтвердить наложенный характер метасоматоза, поскольку возникновение таких струек и прожилков с еще большим правдоподобием и вероятностью можно объяснить выжиманием расплава-раствора из еще не затвердевших частей жилы в уже твердые или отщеплением от этого расплава-раствора каких-то более подвижных компонентов, которые уходят в окружающие зоны.

Убедительным доводом в пользу такого представления может служить то, что мономинеральных прожилков или цепочек, например сподумена, практически в пегматитах не существует. Прожилки со сподуменом всегда имеют кварц-альбит (или клевеландит)-сподуменовый, реже кварц-сподуменовый состав (см. фиг. 52), т. е. состав соответствующих широко распространенных в пегматитах структурно-минералогических комплексов-зон, апофизами которых эти прожилки являются (см. фиг. 6). Подобно тому, как хорошо выраженные кварц-клевеландит-сподуменовые зоны всегда с внешней стороны окружены зоной кварц-мусковитовых гнезд (см. фиг. 6), так и кварц-клевеландит-сподуменовые прожилки местами окаймляются кварц-мусковитовыми гнездами (см. фиг. 52).

Важно отметить, что в виде прожилков и струек находится лишь очень небольшой процент всех метасоматических минералов. Основная же масса их является полноправными компонентами зон и полностью подчиняется зональному распределению. Например, подавляющая масса кристаллов сподумена в гранитных пегматитах имеет либо хаотическое расположение, которое наиболее характерно для кварц-клевеландит-сподуменовой зоны микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов, либо ориентированное примерно перпендикулярно контактам жил, что обычно для альбит-сподуменовых пегматитов (см. фиг. 15). Иногда крупные кристаллы ориентированы грубо перпендикулярно зальбандам, а мелкие расположены хаотически (см. фиг. 13). Как в случае хаотического, так и в случае ориентированного положения кристаллов сподумена невозможно усмотреть «струйчатого» или «потокового» характера их нахождения, о котором пишут некоторые авторы. В редких жилах, формирующихся в очень беспокойной тектонической обстановке, на альбитовые, кварц-мусковитовые, кварц-клевеландит-сподуменовые и другие прожилки приходится до 5—7% от всего количества минералов. В подавляющем же большинстве жил прожилки редки или вообще отсутствуют. Вполне очевидно, что было бы гораздо более правильным опираться в генетических построениях на факты зонального распределения минералов, имеющие массовый характер проявления, а не на редкие случаи нахождения их в виде прожилков.

Таким образом, ни метасоматическая природа какой-то части минералов, ни практическое отсутствие в редкометальных пегматитах микроролловых пустот, ни наличие прожилков и струек далеко еще не свидетельствуют об аллометасоматическом происхождении минералов.

Аллометасоматоз ничем не доказывается, и не способен объяснить основных закономерностей пространственного размещения метасоматических минералов. Рассмотрим это на примере альбита, мусковита и редкометальных минералов, которые действительно часто, как было показано В. Д. Никитиным, хотя и далеко не всегда (аналогично всем остальным гипогенным минералам пегматитов), имеют метасоматическую природу.

В пределах пегматитовых полей все характерные для пегматитового процесса редкометальные минералы, такие как поллуцит, сподумен, лепидолит, петалит, трифилин-литофилит, амблигонит-монтебразит, берилл, воробьевит, танталит, симпсонит, микролит, стрюверит и другие, всегда строго приурочены только к жилам пегматитов и практически совершенно отсутствуют во вмещающих породах. Иногда боковые породы обогащаются редкими элементами, но всегда это происходит за счет выноса последних из жил, что доказывается, во-первых, обогащением именно экзоконтактов, а не всей породы, а во-вторых, появлением специфических редкометальных минералов приконтактовых изменений: холмквистита в амфиболитах, гидденита в известняках, берtrandита в метаморфических сланцах и т. п.

Если придерживаться взглядов сторонников аллометасоматоза, то совершенно невозможно понять, почему растворы, несущие редкие элементы, обязательно попадают в мелкие тела пегматитов и фактически совершенно игнорируют громадные массивы вмещающих пород, особенно когда они представлены гранитами, хотя последние, без сомнения, были более трещиноваты, чем пегматиты, так как подвергались более значительному контракционному сжатию из-за большего температурного перепада в процессе охлаждения и на них гораздо дольше и сильнее воздействовали разнообразные тектонические усилия, в частности и те, которые привели к внедрению пегматитов.

В последние годы на территории некоторых пегматитовых полей по рекомендации сторонников аллометасоматоза были поставлены детальные поисково-разведочные работы, с целью обнаружения месторождений редких элементов в породах, вмещающих редкометальные пегматиты. Все эти попытки, зачастую проведенные с применением глубокого колонкового бурения, окончились неудачей.

Таким образом, и практика разведки не подтверждает аллометасоматоза.

Как уже отмечалось выше, каждый парагенетический тип пегматитов характеризуется поразительной устойчивостью редкометального парагенезиса. В то же время и в пространственном расположении пегматитов разных парагенетических типов наблюдается отчетливая пространственная зональность в пределах пегматитовых пучков.

Представление об аллометасоматозе не в состоянии объяснить ни постоянства редкометального парагенезиса типов пегматитов, ни закономерного размещения их в пространстве. В самом деле, почему цезиевая минерализация никогда не накладывается на микроклиновые, альбитовые и альбит-сподуменовые пегматиты, а всегда попадает лишь в микроклин-альбитовые пегматиты, только для которых характерны поллуцит и богатые цезием воробьевит и лепидолит. Точно так же совершенно непонятно, почему танталит и прочие танталаты, как правило, избегают микроклиновых и альбит-сподуменовых пегматитов, в которых тем не менее достаточно широко развит колумбит. Как объяснить, что богатые ниобием растворы проникают в пегматиты всех ред-

кометальных типов, тогда как богатые танталом растворы предпочитают микроклин-альбитовые пегматиты?

Касситерит по каким-то причинам никогда не попадает в микроклинитовые пегматиты, но всегда оказывается в альбит-сподуменовых. Приходится допустить, что олово по меньшей мере накладывалось совместно с литием. Но сподумен, в свою очередь, никогда не бывает в жилах без альбита. Следовательно, в метасоматирующем растворе должен был одновременно содержаться и натрий. Но тогда не проще ли думать, что это не метасоматирующий раствор, а самый обыкновенный пегматитовый расплав-раствор существенно натриево-литиевого состава с обычной примесью олова, ниобия и других элементов, образующих столь устойчивую парагенетическую ассоциацию в альбит-сподуменовых пегматитах. При таком понимании по крайней мере отпадают многие вопросы.

Аналогично и устойчивый парагенезис породообразующих и редких элементов в других типах редкометалльных пегматитов можно также объяснить существованием изначальной специализации соответствующих пегматитовых расплавов-растворов, механизм возникновения которой мы описали выше.

Устойчивость редкометалльного парагенезиса отчетливо характерна не только для разных типов пегматитов, но и для зон, являющихся более мелкими парагенетическими ассоциациями. Это особенно наглядно выявляется при сравнении зон сходного минерального состава. Так, например, во всех жилах внешняя зона мелкозернистого альбита, всегда предшествующая блоковому микроклину I, из редкометалльных минералов содержит только колумбит и берилл, тогда как в центральной зоне мелкопластинчатого альбита обычно широко распространены танталаты (танталит, микролит, симпсонит и др.), разнообразные литиевые минералы, воробьевит, поллуцит и многие другие.

Аналогичное положение имеем в мусковитовых зонах. Во всех жилах внешняя зона крупнолистоватого мусковита, предшествующая блоковому микроклину I, редкометалльных минералов практически не содержит, тогда как для промежуточной кварц-мусковитовой зоны всегда характерны берилл, колумбит, в отдельных случаях касситерит, а в центральной зоне чешуйчатого мусковита фактически присутствуют одни лишь танталаты (микролит, танталит).

На границе блокового микроклина I и блокового кварца всегда присутствуют крупнопризматические кристаллы берилла, тогда как на границе блоков микроклина II и кварца не встречается никаких редкометалльных минералов.

Поскольку каждая зона образуется на определенной стадии эволюции пегматитового процесса в узком интервале физико-химических параметров, то естественно, что и ее парагенезис оказывается постоянным. С позиций же аллометасоматоза устойчивость редкометалльного парагенезиса зон необъяснима. Более того, такая закономерность вообще бы не должна была существовать, если бы минералы образовывались при наложении редкометалльных растворов.

Зоны пегматитов характеризуются не только устойчивым минеральным парагенезисом. Еще более поразительно, что редкометалльные (равно как и все прочие) минералы в каждой зоне зачастую обладают весьма типоморфными свойствами. Так, например, во всех жилах в кварц-альбит-сподуменной зоне сподумен всегда характеризуется зеленоватым цветом, сравнительно мелкими размерами (сантиметры или первые дециметры) и плохими кристаллографическими формами тогда как в кварц-клевеландит-сподуменной зоне он образует гигантские правильные кристаллы белого цвета размером 0,5—5 м и более.

Особенно показателен в этом отношении берилл. Не говоря уж о

том, что этот минерал из микроклиновых зон резко отличается от других его генераций их мусковитовых или альбитовых зон, он, кроме того, резко различен по своим свойствам даже в зонах одного и того же минерального состава. Так, например, берилл из зоны мелкозернистого альбита во всех жилах всегда имеет желтовато-зеленоватый цвет, призматическую форму, мелкие размеры (3—10 см в длину), высокое содержание BeO (13% и более), низкое содержание суммы окисей щелочных элементов (1—1,5% в основном Na_2O). Берилл же из зоны клевеландита характеризуется белой окраской с различными оттенками, изометричным обликом (короткие призмы в сочетании с пирамидой) крупными размерами (0,2—0,5 м и более), содержанием BeO не более 12—12,5%, а суммы окисей щелочных элементов — 2—3,5% (в основном Na_2O и Li_2O). Берилл из зоны мелкопластинчатого альбита всегда представлен розовым воробьевитом в виде выделений неправильной формы размером 1—5 см, редко больше, содержащим уже не более 10—11% BeO и до 4—7,5% суммы окисей щелочных элементов (в основном Li_2O и Cs_2O).

То же самое можно продемонстрировать и на примере других «сквозных» минералов: танталит-колумбите, турмалине, ильмено-рутиле, стрюверите и т. д.

Эта закономерность легко может быть объяснена, если допустить образование редкометалльных минералов в процессе кристаллизационной дифференциации расплава-раствора. Поскольку определенная генерация редкометалльного минерала всегда возникает в узком интервале температуры, давления и концентрации разных веществ (т. е. в интервале, отвечающем формированию зоны, заключающей эту генерацию), то естественно, что ее химический состав и физические свойства оказываются сравнительно постоянными. Аллометасоматоз и в этом случае не может дать удовлетворительного объяснения.

Зональность пегматитов является их основным и чрезвычайно характерным свойством. В настоящее время можно уверенно утверждать, что незональных пегматитов в природе нет, все пегматитовые жилы в той или иной мере дифференцированы. С помощью зональности мы особенно легко можем разобраться в возрастных взаимоотношениях альбита и мусковита с другими минералами. Генезис этих двух минералов представляет совершенно особый интерес, поскольку с ними парагенетически тесно связана основная масса редкометалльной минерализации.

Сравнивая между собой внутреннее строение микроклиновых и альбитовых пегматитов, нетрудно убедиться, что их зональность подчиняется одним и тем же закономерностям. Каждому из этих типов пегматитов свойственна своя парагенетическая серия зон. Как в первых, так и во вторых смена зон всегда происходит в одной и той же последовательности, не нарушаясь выпадением или объединением отдельных зон. В пологопадающих жилах обоих типов со стороны висячего бока зачатую отсутствует краевая зона, заменяясь следующей или даже еще более поздней зоной парагенетической серии. Так как все исследователи, независимо от их взглядов на генезис, полагают, что зоны в микроклиновых пегматитах образуются в той последовательности, в какой они располагаются в жилах от зальбандов к центру, то и в отношении зон альбитовых пегматитов мы должны прийти к тому же выводу, ибо их пространственное размещение подчиняется тем же закономерностям.

Этот вывод подтверждается и конкретными пересечениями одних зон другими. Как в микроклиновых пегматитах, так и в альбитовых, да и вообще в любом другом типе, где присутствуют альбитовые зоны, лишь внутренние зоны пересекают внешние (противоположные случаи не наблюдаются; см. фиг. 6).

Распределение редкометальной минерализации является не менее убедительным свидетельством в пользу аллометасоматоза и против аллометасоматоза.

Исследователям редкометальных пегматитов хорошо известно, что поллуцит, как правило, приурочен лишь к центральным частям пегматитовых тел и притом хорошо зональных (Власов, 1952; Дымков, 1953; А. И. Гинзбург, 1955а, б; Солодов, 1959а). С позиций аллометасоматоза такая закономерность совершенно непонятна. Нельзя же в самом деле думать, что цезийсодержащие растворы всегда проходили только по трещинам, расположенным в центре жил. С точки зрения же кристаллизационной дифференциации пегматитового расплава-раствора, изначально содержащего цезий, эта закономерность вполне понятна. Поскольку данный элемент обладает самыми низкими энергетическими показателями, он должен отжиматься в ходе пегматитового процесса к центру жил, где его концентрация достигает такой величины, что появляется возможность образования собственного минерала.

Не менее закономерно в пегматитовых телах распределен и сподумен. Он хорошо зональных микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитах образуется четкая зона кварц-клевеландит-сподуменовой (реже кварц-сподуменовой) состава. По падению жил роль кварц-клевеландит-сподуменовой зоны нередко возрастает, но тем не менее глубокой разведкой многих хорошо зональных пегматитовых тел отчетливо устанавливается, что эта зона на глубине рано или поздно выклинивается и корни жил оказываются сложенными лишь кварц-полевошпатовыми зонами (см. фиг. 37 *д, ж, и*), притом без каких-либо следов воздействия на них литийсодержащих растворов. По мощности пегматитовых жил этих двух типов кварц-клевеландит-сподуменова зона всегда либо занимает центральную часть пегматитовых тел (см. фиг. 37 *г, д, е, з*), либо, если в жилах имеется кварцевое ядро, располагается вокруг него (см. фиг. 37 *а, б, в, ж, и*). В некоторых случаях в центре пегматитовых тел наряду с кварцевыми ядрами появляются блоки микроклина II (см. фиг. 7) и гнезда чешуйчатого мусковита или лепидолита. Никаких других структурно-минералогических комплексов (зон) после кварц-клевеландит-сподуменовой зоны в центре жил не встречается. Сподуменсодержащие зоны в указанных двух типах пегматитов занимают от 5 до 20%, реже до половины объема жил (см. фиг. 37) и независимо от их объема находятся лишь во внутренних частях тел.

В крутопадающих альбит-сподуменовых пегматитах кварц-альбит-сподуменова зона, на которую здесь уже приходится от 50 до 90% всего объема жил, также занимает центральную часть пегматитовых тел, а по их периферии всегда находится мелко- или среднезернистая кварц-альбитова зона (см. фиг. 15—17).

Если исходить из предположения об аллометасоматическом образовании сподумена, то спрашивается, почему накладывающиеся богатые литием растворы в крутопадающих телах всех трех сподуменсодержащих типов всегда так закономерно производят замещение только в центральных частях жил и совершенно не захватывают их призальбандовых участков? По периферии жил трещины без сомнения были развиты не менее интенсивно. Кроме того, казалось бы, именно контакт пегматитового тела с вмещающими породами должен был явиться наиболее вероятным путем поступления растворов. И тем не менее основная масса сподумена занимает внутренние части жил, практически совсем отсутствуя во внешних.

С точки зрения образования сподумена в процессе становления пегматитового расплава-раствора, изначально содержащего литий в своем составе, такая закономерность вполне понятна и мы ей уже дали объяснение в предыдущем разделе.

С такой же наглядностью можно было бы продемонстрировать закономерности пространственного размещения в пегматитовых телах и всей другой редкометальной минерализации, если бы они не были рассмотрены выше. Здесь стоит, пожалуй, напомнить лишь о хорошо изученном закономерном увеличении содержания тантала от зальбандов к центру всех отчетливо зональных жил микроклин-альбитового и альбитового типа и, наоборот, об уменьшении в них в этом направлении содержания ниобия. Если бы эти элементы накладывались с дополнительными порциями растворов, как это представляют себе аллометасоматисты, то было бы совершенно необъяснимо, почему богатые ниобием растворы всегда циркулировали по внешним зонам, тогда как богатые танталом растворы проходили по центральным зонам. С позиций же кристаллизационной дифференциации расплава-раствора, изначально содержащего тантал и ниобий, закономерное увеличение отношения первого ко второму вполне понятно, поскольку тантал, как мы уже говорили, обладает меньшим потенциалом ионизации по сравнению с ниобием и в соответствии с общим геохимическим правилом должен накапливаться к центру жил.

В главе III было достаточно подробно показано, что содержание каждого элемента-примеси во всех минералах имеет одинаковый характер изменения в ходе процесса (от зальбандов к центру жил). Наряду с этим в минералах закономерно изменяются и такие показатели, как температура декрепитации в газовой-жидких включениях, температура обезвоживания и т. п. Так, например, по данным Е. Д. Калиты, в жиле, изображенной на фиг. 7, сподумен из внешней зоны, расположенной (и по нашему мнению образованной) перед зоной блокового микроклина I, декрепитирует при температурах 580—650° С, тогда как газово-жидкие включения в образцах этого минерала, взятых из центральной зоны, расположенной после зоны блокового микроклина I, растрескиваются при нагревании уже 450—550° С.

Точно так же, по данным Н. Г. Сретенской, температура обезвоживания мусковита последовательно уменьшается по мере перехода от внешних зон к центральным.

Размер редкометальных минералов очень часто согласуется с размером зонообразующих минералов. Лучше всего это видно на примере танталит-колумбита и берилла, встречающихся не в одной, а в нескольких зонах. Так, в мелкоблоковой кварц-микроклиновой зоне длина призматических кристаллов берилла не превышает 20—30 см, в крупноблоковой они уже достигают 1 м, а самые крупные кристаллы берилла длиной свыше 1—2 м встречаются в еще более грубозернистых жилах, где зона блокового микроклина I обособлена от кварцевой оси. Аналогичное положение наблюдаем и в альбитовых зонах. В зоне сахаровидного альбита, наверное, еще никому не удавалось наблюдать бериллы величиной более 1—2 см, в зоне мелкозернистого альбита размер кристаллов берилла редко превышает 10 см в длину, тогда как в зоне клеветандита основная масса его представлена выделениями размером более 10—20 см, а зачастую 60—120 см.

Точно так же размер выделений танталит-колумбита в зоне сахаровидного альбита или в тонкозернистой кварц-альбитовой зоне обычно не превышает 1 мм в длину. В этих зонах танталит-колумбит, несмотря на свое достаточно высокое содержание, микроскопически устанавливается с трудом, настолько он мелок. В зоне же клеветандита размер выделений танталит-колумбита нередко измеряется сантиметрами. Правда, иногда и в зоне сахаровидного альбита встречаются крупные выделения танталит-колумбита, но, как правило, они представлены струйками или четками, явно привнесенными из центральных частей жилы, где и все минералы обычно имеют больший размер.

В общем случае размер редкометалльных минералов, так же как и породообразующих, возрастает с удалением от зальбандов и приближением к центру жилы. Это можно хорошо видеть на примере сподумена, размер кристаллов которого особенно в мощных кварц-клевеландит-сподуменовых зонах всегда увеличивается в направлении к центру жилы (см. фиг. 13).

Объяснить такую закономерность с точки зрения кристаллизационной дифференциации пегматитового расплава-раствора довольно просто. Крупный размер минералов обусловлен высоким содержанием минерализаторов, которые обычно накапливаются либо в центре жилы, либо у всячего бока, поэтому именно здесь и наблюдаются крупнозернистые зоны. Вполне очевидно, что минерализаторы одинаково будут способствовать росту крупных кристаллов как породообразующих, так и редкометалльных минералов, поскольку они образовались примерно одновременно и в аналогичных условиях. Если эти условия неожиданно изменяются, то и размер минералов сразу же претерпевает резкие скачки. Так, например, в силу каких-то причин в центральных частях некоторых микроклин-альбитовых пегматитов (см. фиг. 6), уже после кварц-клевеландит-сподуменовой зоны появляется зона мелкопластинчатого альбита, в которой размер берилла и танталита также уменьшается по сравнению с этими же минералами, находящимися в парагенезисе с клеветландитом.

С позиций аллометасоматоза, наоборот, корреляция в размере породообразующих и редкометалльных минералов не должна была наблюдаться, если бы редкометалльные минералы действительно образовывались при замещении, вызванном дополнительным привнесом растворов в жилу из магматического очага.

Если продолжить до логического завершения мысль об аллометасоматическом генезисе, то к таковому следует отнести не только образование редкометалльных минералов, альбита и мусковита, но и всех других гипогенных минералов, ибо факты метасоматического возникновения кварца, микроклина, граната, турмалина, апатита и других минералов можно наблюдать почти в каждом пегматитовом теле (Солодов, 1962в). Процесс микроклинизации в некоторых пегматитах по данным ряда исследователей (Родионов, 1954, 1956; Гинзбург, Родионов, 1961) даже более распространен, чем альбитизация. Следовательно, как редкометалльные (танталит-колумбит, берилл, поллцит, петалит и т. д.) и аксессуарные (турмалин, гранат, апатит и др.) минералы, так и все породообразующие должны были накладываться из глубин на уже твердые тела. Что же в таком случае было на месте пегматита до всех этих «наложений»?

После блестящих работ В. Д. Никитина (1949, 1952, 1954а, б — 1960) вряд ли кто-либо из геологов еще сомневается в существовании процессов собирательной перекристаллизации в пегматитах. Явления собирательной перекристаллизации управляются энергетическими законами и потому имеют чрезвычайно широкое распространение. Собирательной перекристаллизации подвергаются не только кварц, микроклин, олигоклаз, но и альбит, мусковит, берилл и все прочие породообразующие и редкометалльные минералы пегматитов. Но опять-таки возникает вопрос, откуда берутся поровые растворы, производящие перекристаллизацию, т. е. поступают ли они дополнительно из магматического очага, накладываясь на уже «вполне твердые» дайки гранитных пород, как это полагает В. Д. Никитин, или заимствуются из того же пегматитового расплава-раствора, из которого формируется пегматит, захороняясь в межзернистом пространстве, микротрещинах и прочих порах и частично пополняясь за счет поступления из еще незатвердевшей жидкой части системы. Короче говоря, вопрос стоит так: эпигенетическая

или сингенетическая перекристаллизация (автоперекристаллизация)?

Все факты закономерного внутреннего строения пегматитов (см. главы I—III) говорят в пользу собирательной автоперекристаллизации.

Во-первых, разнообразные апографические, пегматоидные, блоковые и прочие структуры, рассматриваемые В. Д. Никитиным как результат перекристаллизации, имеют, как правило, закономерное положение в пегматитовых телах, чего не могло бы получиться в случае дополнительного привноса поровых растворов из магматического очага, ибо растворы циркулируют по трещинам. Следовательно, чаще отмечались бы петельчатые, полосчатые и прочие текстуры, чем зональное строение.

Во-вторых, корни жил, через которые проходило большее количество растворов, должны были бы быть более грубозернистыми, чем верхи жил. Однако мы, как правило, наблюдаем обратную картину.

В-третьих, вообще маловероятно, чтобы поровые растворы поступали в жилы за сотни метров и даже километры, не рассеиваясь во вмещающих породах, тем более когда они представлены сланцами и гнейсами, обладающими большей трещиноватостью, чем пегматиты.

Одним словом, к доказательству собирательной автоперекристаллизации применимо многое из того, что мы уже сказали выше в подтверждение реакционного автометасоматоза и в опровержение аллометасоматоза. Подчеркнем лишь еще раз, что, по нашему мнению, собирательная перекристаллизация, равно как и автометасоматоз, может иметь место с самого начала процесса кристаллизационной дифференциации и одновременно с последней, т. е. внутри пегматита еще продолжается затвердевание расплава-раствора, а во внешних уже твердых зонах идет собирательная перекристаллизация, которая особенно облегчается еще достаточно высокой температурой минералов и поровых растворов, не успевших остыть, а также возможностью пополнения поровых растворов за счет привноса из центра полости.

Подводя итог сказанному, можно сделать вывод, что идея аллометасоматического генезиса и эпигенетической перекристаллизации не в состоянии объяснить закономерности распределения метасоматических минералов по парагенетическим типам пегматитов, в пегматитовых телах, а также в отдельных зонах. Идея аллометасоматоза не позволяет заранее предугадывать локализацию в пространстве редкометальных минералов, а также альбита и мусковита, если они огульно считаются метасоматическими, и тем самым обезоруживает поисковиков и разведчиков, оставляя их перед перспективой хаоса. Поэтому она мало чего дает для практики поисков и разведки. Данная идея не может быть полезной и при оценке пегматитов, так как с этих позиций нельзя предсказать, будет ли оруденение на глубине, в каком количестве и чем оно будет представлено, поскольку заранее никто не знает, имелись ли на нижних горизонтах трещины в момент поступления растворов, где эти трещины прошли и какого состава растворы в них проникли.

Наоборот, гипотеза возникновения редкометальной минерализации в процессе кристаллизационной дифференциации изначально обогащенного редкими элементами пегматитового расплава-раствора, осложненной явлениями реакционного автометасоматоза и собирательной автоперекристаллизации, удачно согласует закономерности пространственной локализации минералов с фактами их частично метасоматического образования. На основе этой гипотезы геологи успешно открывали и разведывали многочисленные месторождения редких элементов в пегматитах. Нет никакого сомнения в том, что с ее помощью будут обнаружены новые месторождения сподумена, лепидолита, поллуцита, танталита и других ценных минералов, свойственных в основном пегматитам.

Таким образом, образование пегматитов представляет сложное сочетание взаимосвязанных между собой процессов кристаллизационной дифференциации, гравитационной сепарации, реакционного автотоматоза, собирательной автоперекристаллизации и проявления эманационного фактора. Все эти процессы взаимообусловлены, и вряд ли имеет смысл делить их на главные и второстепенные, хотя в конкретных жилах значение каждого из них, разумеется, неодинаково.

Хотя все, что говорилось выше, относится к редкометальным пегматитам, однако поскольку пегматиты являются своего рода моделью магматического процесса (Солодов, Кузьменко, 1965), идея автотоматического образования минералов и собирательной автоперекристаллизации, по нашему мнению, может оказаться весьма полезной и при уяснении генезиса любых других интрузивных пород, в том числе и таких, как карбонатиты, апограниты, субщелочные гранитоиды, лопаритоносные нефелиновые сиениты и т. д.

ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ И НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ИХ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ

Нет необходимости много говорить о большой важности внедрения в практику поисков и разведки таких оценочных критериев на редкометальные пегматиты, применение которых уже на самой первой стадии знакомства с пегматитовыми жилами позволяло бы с необходимой точностью производить отбраковку их и осуществлять правильный выбор объектов для постановки по ним разведочных работ.

Приведем два примера из собственной практики. В 1954—1957 гг. были проведены разведочные работы по пегматитам одного из полей Европейской части СССР. Разведочные работы в основном концентрировались на громадном пегматитовом теле длиной около 2 км и мощностью 40—70 м. Основанием для постановки разведочных работ послужило обнаружение в жиле редких кристаллов берилла. По жиле были пройдены каналы через 40 м и несколько шурфов с рассечками.

В 1955 г. после первого же беглого знакомства с этой пегматитовой жилой нами было дано заключение о ее полной бесперспективности на берилл, поскольку она в основном слагается гранит-пегматитом с редкими небольшими участками блокового кварц-микроклинового комплекса и гнездами кварц-мусковита, в которых и содержался берилл. Этот факт легко можно было установить до начала каких-либо разведочных работ по глубокой железнодорожной выемке, пересекающей пегматит на всю мощность до глубины 10—15 м. Лучшего обнажения не могло быть получено и в процессе разведки. Гранит-пегматит (к тому же гнейсовидной текстуры) ни в одном пегматитовом поле мира никогда не содержал редких элементов в промышленных количествах, поэтому постановка разведочных работ по упомянутой жиле была напрасной тратой времени и средств.

Аналогичный пример совершенно необоснованной постановки разведочных работ имел место по другому пегматитовому полю Европейской части СССР, по которому в 1959—1960 гг. была детально разведана серия гранит-пегматитовых даек в надежде обнаружить промышленное танталовое оруденение. Были также израсходованы значительные средства и безрезультатно, хотя каждому геологу, сколько-нибудь знакомому с пегматитами, известно, что в гранит-пегматитах не бывает содержания Ta_2O_5 более 0,005—0,007%. После осмотра этих пегматитов мы, естественно, их забраковали.

А между тем при нашем современном уровне знаний редкометальные гранитные пегматиты в силу исключительной стереотипности своего внутреннего строения и характера оруденения могут быть оценены по двум-трем пересечениям (без всяких проб и анализов) с очень высокой точностью.

Известно, например, что А. И. Гинзбург после открытия одного из альбит-сподуменовых месторождений по весьма еще ограниченным дан-

ным назвал цифру запасов лития и его содержание, которые через несколько лет после детальных разведочных работ, стоивших много миллионов рублей (в новых ценах), были подтверждены квалифицированным подсчетом запасов.

При разработке бериллоносных пегматитов Монгольского Алтая в прошлом нам не раз приходилось удивляться изумительной точности определения И. А. Смирновым визуального содержания берилла в жилах. Не было случая, чтобы запланированное им содержание не подтвердилось последующими добычными работами.

На протяжении двух десятилетий нам приходилось оценивать многие месторождения редкометалльных пегматитов, причем оценка документально фиксировалась в наших отчетах, докладных, протоколах совещаний и т. п. Почти все оценки затем проверялись разведочными либо добычными работами, и ни разу не было установлено сколько-нибудь серьезных расхождений между нашими цифрами (запасы и содержания полезных компонентов) и данными последующей разведки или добычи. Пожалуй, особенно показательна оценка одного из танталоносных пегматитовых рудопроявлений, СССР, выполненная нами совместно с С. С. Славинским и П. А. Трохачевым в 1965 г. Несмотря на то, что по месторождению уже было промыто более 100 шлиховых проб, по которым среднее содержание танталит-колумбита было определено в 150 г/т при отношении $Ta/Nb = 2$, после осмотра пегматитового тела мы заключили, что содержание в нем Ta_2O_5 будет не более 0,003% при отношении $Ta/Nb = 0,5$. В 1966 г. было проанализировано несколько сотен проб и А. С. Таланцевым произведен оперативный подсчет запасов, согласно которому среднее содержание Ta_2O_5 в жилах оказалось равным 0,0032%, а Nb_2O_5 — 0,0066%, т. е. и содержание элементов, и отношение Ta/Nb , принятое нами при оценке без всяких анализов (точнее, вопреки данным минералогического анализа), почти в точности совпало с истинным.

Все это говорится с единственной целью показать, что пегматиты до производства по ним разведочных работ могут оцениваться с очень высокой степенью точности благодаря своему исключительно закономерному внутреннему строению и поразительной устойчивости редкометалльного парагенезиса каждого типа пегматита, каждой из рудных зон.

К этому необходимо также добавить следующее. Несмотря на то, что за последние 15—20 лет наши знания об условиях нахождения и характере распределения редкометалльных минералов в пегматитах весьма далеко шагнули вперед, подход к вопросам оценки, разведки и подсчета запасов редкометалльных месторождений все еще осуществляется на основании прежних схем, требующих проходки густой сети горных выработок, отбора большого количества проб и производства многочисленных анализов. Между тем уровень современных знаний по пегматитам позволяет пересмотреть существующую практику их освоения. Коль скоро установлено, что содержание элементов в одной и той же зоне из пегматитов разных месторождений практически колеблется в пределах погрешности анализа и подсчета запасов, то не имеет смысла отбирать тысячи проб по стереотипным месторождениям. Вполне очевидно, что при обнаружении в будущем месторождения, скажем, альбит-сподуменового типа, не требуется проводить систематического опробования, так как для его промышленной оценки достаточно определить размеры кварц-альбит-сподуменовой зоны, что осуществляется визуально по данным разведочных выработок. Содержание редких элементов в зоне вполне можно принять по аналогии на основании опыта разведки месторождений подобного типа (с частичным применением

контрольного опробования). Погрешность подсчета запасов в этом случае не превысит допустимой погрешности по категории В.

Более того, как показывает практика разработки пегматитовых месторождений, поставленные по всем правилам горного искусства разведка и опробование пегматитов дают иногда такие результаты, которые не имеют ничего общего с истинным содержанием редких элементов. Например, ввиду крайне неравномерного кустового характера распределения берилла и крупных размеров его кристаллов без полной отработки жилы никаким методом разведки невозможно более или менее точно определить содержание и запасы берилла в блоковой зоне микроклиновых пегматитов. В то же время на основании опыта разработки таких пегматитов известно, что в зоне блокового кварц-микроклина I содержание берилла в среднем для подавляющего большинства жил равно $0,3 \pm 0,1\%$. Зная эту эмпирическую закономерность, достаточно выявить блоковую кварц-микроклиновую зону и установить ее размеры, чтобы, не прибегая к опробованию, определить запасы берилла в жиле с точностью, достаточной для ее оценки.

Все это заставляет поставить весьма важный в практическом отношении вопрос о необходимости пересмотра существующих методик разведки и оценки пегматитовых месторождений, чтобы разредить сеть разведочных выработок, а также сократить количество проб и анализов. Кроме того, поскольку современный геолог имеет значительный опыт в освоении пегматитов, необходимо освободить его творческую активность от слепого применения различных инструкций, предоставив ему возможность при решении вопросов оценки и разведки месторождений шире использовать всесторонний геологический анализ и особенно принцип аналогии, применение которого может представить исключительную ценность, если учесть замечательную стереотипность геолого-минералогического строения гранитных редкометальных пегматитов.

Все приведенные в предыдущих главах обобщения и эмпирические закономерности, представляющие собой научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов, могут рассматриваться как их поисково-оценочные критерии. Поэтому в данной части мы ограничимся изложением практических приемов оценки пегматитовых жил в полевых условиях, рассмотрим некоторые другие поисково-оценочные критерии, которые не были затронуты в предыдущих главах, и дадим необходимые пояснения к их применению на практике.

Здесь важно лишь еще раз подчеркнуть, что при оценке пегматитов мы почти никогда не старались специально отыскивать редкометальные минералы, потому что, установив соотношение породообразующих минералов в жиле, т. е. определив ее парагенетический тип, изучив ее зональность, текстуру и структуру зон и учтя целый ряд более тонких особенностей внутреннего строения, всегда безошибочно можно сказать, какие редкие элементы должны присутствовать в жиле и в каких количествах. Ошибки в определении содержания в 1,5—2 раза могут быть только при оценке жил еще совершенно неизученной провинции. Если же ряд объектов по ней уже апробирован и при оценке новых жил имеется возможность внести необходимые коррективы, то ошибка, как правило, не превышает 25—30%. А такое совпадение прогнозных и истинных запасов вполне может иметь место даже при подсчете их по категории C_1 после проведения детальной разведки.

Описываемые далее поисково-оценочные критерии для удобства рассмотрения мы объединили в несколько групп: структурные и геологические, текстурные, минералогические, геохимические. Мы не стали их делить на поисковые признаки и критерии оценки, так как в большинстве случаев они могут быть использованы в обоих этих качест-

вах. И применение их в том или ином качестве зависит не столько от их содержания, сколько от стадии и задачи работ, т. е. при поисках они все (за малым исключением) используются как поисковые признаки, а при выявлении пегматитовых тел и их отбраковке — как критерии оценки.

Описанным ниже поисково-оценочным критериям уделяется неодинаковое внимание. Это объясняется рядом причин: различной важностью критериев, неодинаковой степенью изученности и известности.

Несмотря на значительное число описываемых ниже поисково-оценочных критериев, мы охотно сознаем, что далеко не исчерпали всего их многообразия. Из рассмотрения исключены структурно-тектонические и петрологические поисковые признаки, поскольку эти вопросы еще недостаточно разработаны. Последовательность описания поисково-оценочных критериев произвольна и в целом продиктована удобством изложения материала, а не степенью их важности.

СТРУКТУРНЫЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

Вмещающие породы и материнские граниты

Вопрос о влиянии вмещающих пород на развитие в них редкометалльных гранитных пегматитов в настоящий момент представляет известную сложность. Чисто эмпирически в этом отношении устанавливаются две противоположные закономерности.

С одной стороны, месторождения редкометалльных гранитных пегматитов известны как в магматических, так и в осадочно-метаморфических породах. Даже пегматиты одного и того же типа встречаются во всех распространенных породах. Например, месторождения такого характерного типа, как альбит-сподуменовые пегматиты, широко развиты и в ортоамфиболитах, и в мраморизованных известняках, и в гранитах, и даже в кварц-биотитовых сланцах и гнейсах. При этом основные геохимические черты данного типа практически остаются неизменными. Во всех породах альбит-сподуменовые пегматиты сохраняют значительное преобладание натрия над калием и ниобия над танталом; во всех случаях остается сильное обогащение литием и отчасти оловом и резкое обеднение цезием. Не менее показательно, что внутреннее строение структуры и текстуры альбит-сподуменовых пегматитов и даже их морфология и размеры оказываются очень близкими в различных вмещающих породах.

Аналогичное положение можно проследить и на примере других типов пегматитов. Таким образом, сказанное как будто достаточно убедительно свидетельствует об отсутствии определяющей роли вмещающих пород на появление редкометалльного оруденения в пегматитовых жилах.

Однако, с другой стороны, по целому ряду крупных пегматитовых полей совершенно отчетливо устанавливается строгая пространственная связь редкометалльных жил с определенными породами. Так, например, в пегматитовой провинции Кольского полуострова практически все редкометалльные пегматиты приурочены к амфиболитам, хотя последние не занимают и третьей доли рудовмещающей толщи. Пегматиты, расположенные по соседству в биотитовых гнейсах и сланцах, не содержат практически интересных количеств редких элементов.

В пределах пегматитовой провинции Монгольского Алтая (Китай) самые крупные месторождения берилла, сподумена и танталита находятся в роговообманковом габбро, хотя небольшие штокообразные тела этих вмещающих пород едва занимают 3% площади района. Правда, для данной провинции редкометалльные пегматитовые жилы, и притом довольно крупные, известны также в биотитовых сланцах и гранитах. Аналогичное положение наблюдается и во многих других пегматитовых полях, на что, в частности, указывалось А. И. Гинзбурггом (1950), В. Д. Никитиным (1955), К. А. Власовым (1956 а, б).

Таким образом, габбро и амфиболиты благотворно влияют на возникновение промышленного редкометалльного оруденения в жилах. И дело здесь, видимо, не только в том, что эти породы дают полости благоприятной формы, создающие условия для спокойной консолидации пегматитового расплава-раствора, как это представлял себе К. А. Власов (1956 а, б.). В основе этого влияния, по всей вероятности, лежит химический состав вмещающих пород, так как пегматитовые жилы даже в амфиболовых гнейсах всегда заметно богаче редкими эле-

ментами по сравнению с пегматитами, залегающими по соседству в слюдоносных гнейсах.

Это без сомнения объективно подтверждает идеи В. Д. Никитина (1956, 1957), П. П. Боровикова (1961) и других исследователей о влиянии вмещающих (и, возможно, подстилающих) пород, богатых кальцием и магнием, на возникновение редкометальной минерализации в жилах с той, однако, существенной оговоркой, что оно не является определяющим. Породы амфиболового состава по сравнению с другими лишь наиболее благоприятны для появления в них редкометальных жил. Это означает, что редкометальные пегматиты могут возникнуть в любых породах, но при прочих равных условиях в амфиболовых породах их обнаружение более вероятно и здесь они будут выражены лучше.

Что касается материнских гранитов, то к сожалению, данная проблема до сих пор, видимо, никем во всей своей широте и значимости не сведена и не проработана. Зачастую это затрудняется, во-первых, различиями в терминологии и методике картирования гранитных комплексов, а во-вторых, неясностью генетической связи с ними пегматитов, ибо нередко разные геологи в одном и том же районе увязывают пегматиты с различными гранитами. Однако чисто эмпирически как будто довольно однозначно устанавливается, что материнские граниты для месторождений редкометальных пегматитов обычно представлены биотитовыми микроклин-плагиоклазовыми разностями неравнозернистой структуры. Иногда наблюдается значительная примесь мусковита и граниты становятся двуслюдяными. Колебания в соотношении микроклина и плагиоклаза довольно широки, но чаще микроклин несколько преобладает над кальциево-натриевым полевым шпатом. В некоторых случаях материнские граниты связаны с плагиогранитами, однако неизвестно, чтобы крупные месторождения редкометальных пегматитов находились в генетической связи с микроклиновыми гранитами или аляскитами. Номер плагиоклаза материнских гранитов наиболее часто варьирует в пределах олигоклаза, реже олигоклаз-андезина. Иногда пегматиты связаны с кварцевыми диоритами и гранодиоритами.

Структура материнских гранитов, как правило, неравнозернистая, реже разнозернистая, но, пожалуй, никогда не бывает порфировидной. Порфировидные граниты обычно стерильны в отношении редкометальных пегматитов. Текстура материнских гранитов чаще массивная, но бывает и гнейсовидная.

Следует особо подчеркнуть, что, по нашему мнению, крупные месторождения редкометальных пегматитов могут находиться в генетической связи только с главной фазой гранитной интрузии. А. Н. Леонтьев (1963) полагает, что редкометальные пегматиты генетически связаны с дополнительными интрузиями гранитов, доказывая это наличием зональности в пространственном расположении разнотипных пегматитов относительно именно дополнительных интрузий. В отдельных случаях пегматитовые расплавы, видимо, могут генерироваться и дополнительными интрузиями, но такие пегматиты будут отличаться небольшими размерами. Связь же между дополнительными интрузиями и пегматитами следует рассматривать как парагенетическую, а не как генетическую. Дополнительные интрузии являются первым, наиболее ранним членом всей серии дериватов главной фазы гранитов. Поэтому пространственная связь между дополнительными интрузиями и пегматитами понятна и даже необходима, поскольку они во времени смеяются друг друга и имеют общий источник. Дополнительные интрузии не могут быть родоначальником главнейших пегматитовых полей, так как суммарный объем пегматитовых тел некоторых полей вполне соизмерим с объемом гранитов дополнительной фазы и очень часто он меньше всего лишь на порядок. Если же сравнить концентрацию ред-

ких металлов, сосредоточенных в пегматитах с их содержанием в гранитах дополнительной фазы, то объем пегматитов и допинов должен был бы отличаться на два-три порядка, иначе непонятно, откуда могла набраться такая масса редких металлов в пегматитах.

Материнские очаги промышленных пегматитовых месторождений находятся преимущественно в пределах гранитов главной фазы. Случаи же совместного пространственного нахождения пегматитов с гранитами дополнительных фаз следует рассматривать как парагенетическую связь аналогично тому, как трактуется пространственная связь пегматитов и кварцевых жил (см. фиг. 50). Кварцевые жилы не являются производными пегматитов, а наоборот, и те и другие представляют собой продукт одного материнского очага, т. е. их связь между собой парагенетическая, а не генетическая.

Парагенетический характер связи пегматитов с гранитами дополнительной фазы не умаляет значения последних как поискового признака. Редкометальные пегматиты следует искать в связи с гранитами главной фазы, а при наличии гранитов дополнительной фазы — в непосредственной близости от последних.

Очень интересен вопрос глубины развития продуктивного магматизма, на которой можно ожидать появления редкометальных пегматитов.

Глубина образования пегматитов тоже может рассматриваться как поисковый признак, поскольку А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов (1960) на основании анализа геологической обстановки формирования пегматитовых месторождений пришли к выводу, что редкоземельные (ортитовые, монацитовые) пегматиты образуются на самых больших глубинах (свыше 8—9 км), промышленные слюдоносные пегматиты обычные для глубин около 5—8 км, редкометальные — для 3,5—5 км, а пьезооптические — около 3 км. Учитывая, что почти вся территория СССР покрыта геологической съемкой, во всех основных горнорудных районах можно реставрировать мощность осадков над современным эрозионным срезом, а следовательно, в какой-то мере судить и о перспективах появления той или иной промышленной формации пегматитов.

Не менее эффективно при поисках может быть использован геологический возраст гранитного магматизма. Этот вопрос рассматривается в следующем разделе.

В заключение этого раздела нам хотелось бы указать на неправильность представления о том, что якобы редкометальные пегматиты располагаются «в эндо- и экзоконтакте крупных гранитных интрузий». Эта фраза стала уже стандартной в работах крупных исследователей пегматитов, а между тем она слишком обща и для наших целей требует уточнения. Месторождения редкометальных пегматитов во многих районах мира залегают среди гранитов, но нигде эти граниты не являются для заключенных в них пегматитов материнскими. Поэтому месторождения (а не отдельные безрудные жилы) редкометальных пегматитов всегда располагаются в *э к з о к о н т а к т е* материнских гранитов. Нахождение в материнских гранитах характерно лишь для промышленных месторождений пьезооптических пегматитов.

Геологический возраст пегматитовых месторождений

Известно, что распределение некоторых металлов в разрезе геологического возраста обнаруживает довольно определенную закономерность (Билибин, 1955; Смирнов, 1967). Например, согласно подсчетам М. И. Ициксона (1958), докембрийские месторождения олова заключа-

ют в себе всего лишь 3,3% от всех запасов его, выявленных на земном шаре, нижнепалеозойские — 6,6%, верхнепалеозойские — 18,1%, а мезозойские — 63,1%.

Геологические наблюдения и непосредственные определения абсолютного возраста редкометалльных пегматитов свидетельствуют о том, что они образовывались во все геологические эпохи, начиная от архея¹ и кончая кайнозойем. Самые древние пегматиты, возраст которых определен около 2,8 млрд. лет (Войткевич, 1961), установлены в Канаде и Западной Австралии. Самые молодые пегматиты обнаружены в Японии и на о-ве Эльба; они считаются кайнозойскими. Однако на вопрос о распределении редкометалльных гранитных пегматитов в разрезе геологического времени разные исследователи дают иногда противоположные ответы. Согласно А. И. Гинзбургу (1960), 53% редкометалльных пегматитовых провинций мира имеют докембрийский возраст, 37% — палеозойский, 7% — мезозойский и 3% — кайнозойский. По мнению А. А. Беуса (1960, стр. 115), «Столь значительное преобладание докембрийских провинций в основном обусловлено геологической спецификой Северо-Американского и Африканского материков, характеризующихся широким развитием докембрийских интрузивных комплексов и связанных с ними редкометалльных пегматитовых полей. Подобное положение не характерно для континента Евразии, в пределах которого более широким распространением пользуются бериллоносные пегматитовые провинции, связанные с интрузивными комплексами герцинских или даже более молодых геосинклинальных зон. Примером может служить территория Советского Союза, на которой редкометалльные пегматитовые поля докембрийского возраста сосредоточены в области Балтийского щита, в то время как молодые бериллоносные пегматитовые провинции, связанные преимущественно с герцинскими орогенными зонами, имеют более широкое распространение» (разрядка наша. — Н. С.).

Аналогичной А. А. Беусу точки зрения придерживается В. И. Смирнов (1967), который также считает, что для докембрия СССР редкометалльные пегматиты не характерны и основная масса их связана с верхнепалеозойскими и мезозойскими гранитами.

Как мы увидим ниже, распределение пегматитов в СССР по геологическому возрасту не отличается от всей остальной части земного шара. Анализ распределения пегматитов во времени нам был значительно облегчен обобщающими работами по пегматитам Африки (Колотухина и др., 1963), Южной и Северной Америки (Колотухина и др., 1968). Наряду с этим мы использовали также материалы Г. Г. Родионова (1960) по пегматитовым поясам Советского Союза.

Прежде чем излагать существо проблемы, условимся различать в ней два вопроса: во-первых, нас будет интересовать, как распределяются по геологическим эрам суммарные запасы редких металлов в промышленных пегматитовых месторождениях мира, во-вторых, не менее важно будет выяснить, как изменяется в разрезе геологического времени количество жильной пегматитовой массы. Ниже будет показано, что ответы на эти вопросы не только не имеют сходства, но даже скорее всего прямо противоположны.

Закономерное распределение во времени запасов редких металлов отчетливо прослеживается как по пегматитам зарубежных стран, так и по отечественным пегматитовым месторождениям.

Общие запасы Li_2O в пегматитовых месторождениях зарубежных стран оцениваются Л. Т. Беляковой и З. И. Мареевой в 10 млн. т.

¹ Расчленение докембрия производится в соответствии с последней геохронологической шкалой.

(1964)¹. Из этих ресурсов бесспорно докембрийскими являются запасы лития в пегматитах следующих стран (Солодов, 1969д):

	Запасы Li_2O , млн. т
Канады (провинции: Северо-Западные Территории, Манитоба, Квебек, Онтарио)	4,8
Родезии (Бикита и др.)	1,5
Намибии (Жариб и др.)	0,5
Бразилии	0,25
Мали и Сенегала	0,2
Западной Австралии	0,25
Индии (штаты Раджастан и Бихар)	0,1
США (штаты Южная Дакота и др.)	0,15
Демократической Республики Конго (Киншаса)	0,04
Швеции	0,01
Итого	7,8

Палеозойские месторождения литиевых пегматитов разведаны в США (оловянно-сподуменовый пояс в Северной и Южной Каролине), которые заключают в себе 1,5 млн. т Li_2O . Мелкие месторождения этого возраста известны в Китае (0,2 млн. т), Испании (0,18 млн. т), Франции (0,01 млн. т), Уганде и Мозамбике (0,06 млн. т). Всего в палеозойских пегматитах за рубежом насчитывается около 2 млн. т Li_2O (табл. 35).

Мезозойские месторождения лития недавно открыты советскими геологами при нашем участии в Восточном Афганистане (0,2 млн. т).

В кайнозой известны пегматиты с литиевыми минералами на о. Эльба и в Японии, однако запасы их ничтожны.

Общие запасы цезия в зарубежных пегматитах, по нашей оценке, составляют 180 000 т, из них 130 000 т за счет поллуцита и 50 000 т за счет лепидолита.

Главные месторождения поллуцита опять-таки имеют древний возраст. Их немного, но они очень крупного размера:

	Запасы Cs_2O , тыс. т
Монтгари (Канада, провинция Манитоба)	67
Форт Виктория (Родезия)	25
Жариб (Намибия)	13
Прочие докембрийские месторождения Канады, США, Родезии, Намибии, Демократической Республики Конго (Киншаса), Швеции	15
Итого	120

Во всех же месторождениях поллуцита послерифейского возраста находится максимум 10 тыс. т Cs_2O . К их числу относятся мелкие месторождения поллуцита в палеозойских пегматитах США (штаты Колорадо, Коннектикут, Мен, Массачусетс), Сомали, Мозамбика, Мальгашской Республики, Китая, а также мезозойские рудопроявления США (графство Сан-Диего, Калифорния) и др.

Общие запасы Rb_2O в зарубежных пегматитах только за счет его содержания в лепидолите оцениваются нами в 150 тыс. т. Из них основная масса также заключена в докембрийских месторождениях

¹ Оценка запасов лития по Родезии, Юго-Западной Африке и Бразилии, данная этими авторами, явно завышена, однако ими не учтены запасы лития в пегматитах Мали, Сенегала, Афганистана, Китая, Аргентины, поэтому общие запасы лития по пегматитовым месторождениям зарубежных стран, на наш взгляд, указаны правильно.

Распределение запасов Li_2O в пегматитах зарубежных стран по геологическим эрам (в млн. т)

Страна, район (месторождение)	Пегматиты			
	мезозойские	палеозойские	докембрийские	всего
США	—	1,50	0,15	1,65
В том числе:				
Северная Каролина (Кинг Маунтин и др.)	—	1,50	—	1,50
Южная Дакота (Блек-Хиллз)	—	—	0,15	0,15
Канада	—	—	4,6	4,6
В том числе:				
Северо-Западные Территории	—	—	2,0	2,0
Квебек	—	—	1,7	1,7
Онтарио	—	—	0,2	0,2
Манитоба	—	—	0,7	0,7
Бразилия	—	—	0,25	0,25
Родезия (Бикита и др.)	—	—	1,5	1,5
Намбия (Карибиб и др.)	—	—	0,5	0,5
Мали и Сенегал	—	—	0,2	0,2
Демократическая Республика Конго (Киншаса)	—	—	0,04	0,04
Уганда, Мозамбик	—	0,06	—	0,06
Западная Австралия	—	—	0,25	0,25
Восточный Афганистан	0,2	—	—	0,2
Китай	—	0,20	—	0,2
Индия	—	—	0,1	0,1
Испания	—	0,18	—	0,18
Франция	—	0,01	—	0,01
Швеция	—	—	0,01	0,01
Прочие	—	0,05	0,04	0,05
Итого	0,2	2,00	7,8	10,0

Бикита в Родезии (87 тыс. т), Эрамус в Юго-Западной Африки (35 тыс. т), Монтгари в Канаде (5 тыс. т) и др.

Общие запасы BeO в зарубежных пегматитах составляют 750 тыс. т (наша оценка). Из них 550 тыс. т заключено в докембрийских пегматитах, 170 тыс. т — в палеозойских и 20 тыс. т — в мезозойских (табл. 36). Аналогичная картина распределения в разрезе геологического времени наблюдается и у тантала (табл. 37).

Таким образом, из числа известных к настоящему времени пегматитов на докембрийские месторождения за рубежом приходится от 73 до 92% всех запасов лития, рубидия, цезия, бериллия и тантала, на палеозойские — 12—23%, а на мезозойские — всего лишь 1—5% (табл. 38). В СССР распределение учтенных запасов по геологическим

Распределение запасов BeO в пегматитах зарубежных стран по геологическим эрам (в тыс. т)

Страна	Пегматиты			
	мезозойские	палеозойские	докембрийские	всего
Бразилия	—	—	250	250
Канада	—	—	175	175
США	—	75	5	80
Аргентина	—	55	—	55
Родезия	—	—	50	50
Южно-Африканский Союз	—	—	35	35
Индия	—	—	23	23
Китай	20	20	—	20
Мальгашская Республика	—	12	—	12
Австралия	—	—	10	10
Прочие	10	8	2	30
Итого	30	170	550	740

Таблица 37

Распределение запасов Ta₂O₅ в пегматитах зарубежных стран по геологическим эрам (в тыс. т)

Страна	Пегматиты			
	мезозойские	палеозойские	докембрийские	всего
Канада	—	—	47	47
США	—	18	2	20
Бразилия	—	—	70	70
Аргентина и Боливия	—	15	—	15
Демократическая Республика Конго (Киншаса)	—	—	50	50
Родезия	—	—	15	15
Южно-Африканский Союз	—	—	8	8
Мальгашская Республика	—	3	—	3
Афганистан	4	—	—	4
Индия	—	—	4	4
Китай	—	4	—	4
Австралия	—	1	2	3
Прочие	6	4	7	17
Итого	10	45	205	260

Таблица 38

Распределение запасов (в %) редких элементов в пегматитах зарубежных стран и СССР по геологическим эрам

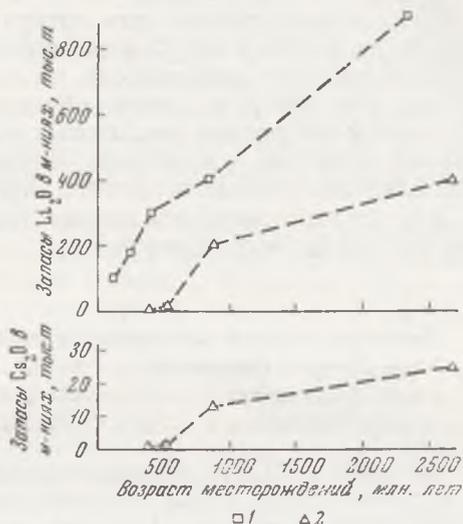
Элемент	Пегматиты					
	мезозойские		палеозойские		докембрийские	
	Зарубежные страны	СССР	Зарубежные страны	СССР	Зарубежные страны	СССР
Li	2	6	20	20	78	74
Rb	3	—	12	40	85	60
Cs	1	—	9	25	92	75
Be	4	14	23	17	73	69
Ta	4	8	17	24	79	68
Nb	5	9	22	29	73	62

эрам аналогично, но у нас удельный вес запасов заключенных в докембрийских месторождениях, по всем элементам заметно меньше, чем за рубежом (табл. 38). Это объясняется тем, что древние пегматиты, как будет показано ниже, характеризуются гораздо большими размерами, поэтому за границей (особенно в слаборазвитых странах) они разведываются и изучаются в первую очередь. У нас же на пегматиты практически описываются большинство регионов и оценке подвергнуты пегматитовые поля всех возрастов.

Фиг. 44.

Зависимость размеров месторождений редкометалльных пегматитов от их возраста

- 1 — альбит-сподуменовые пегматиты зарубежных стран (США, Канады, Афганистана и др.);
2 — микроклин-альбитовые пегматиты Африки



Все наиболее крупные месторождения редких элементов в пегматитах связаны с древним магматизмом Канадского, Бразильского, Балтийского, Южно-Африканского, Западно-Австралийского, Индийского щитов и древнего обрамления Сибирской платформы. Более того, даже намечается прямая зависимость между размерами редкометалльных пегматитов и их геологическим возрастом. Эта зависимость, разумеется, может быть выявлена лишь при сравнении возраста месторождений одного парагенетического типа поскольку, как было показано выше, каждому парагенетическому типу редкометалльных пегматитов свойственны свои максимальные размеры тел, определенный набор редких элементов и определенные пределы их содержания, а следовательно, и масштабы оруденения. Микроклиновые и альбитовые пегматиты никогда не образуют крупных жил, тогда как месторождения микроклин-альбитовых и особенно альбит-сподуменовых пегматитов нередко характеризуются крупными размерами.

Очень наглядны в этом отношении микроклин-альбитовые пегматиты Африки, материалы по которым мы заимствуем из сводки С. Е. Колотухиной и др. (1968). В наиболее древнем Родезийско-Трансваальском поясе Африки возраст самого крупного (из всех микроклин-альбитовых пегматитов) месторождения Бикита (Родезия) определен в 2650 млн. лет (Symons, 1961), а запасы в нем Li₂O составляют 400 тыс. т.

В следующем Центрально-Африканском структурном поясе, возраст пегматитов которого находится в пределах 800—1000 млн. лет (Holmes, Cahen, 1955), группа наиболее крупных (из микроклин-альбитовых пегматитов) литиевых месторождений района Карибид (Юго-Западная Африка) включает в себе 200 тыс. т Li₂O.

В еще более молодом Восточно-Африканско-Мадагаскарском структурном поясе самое крупное месторождение микроклин-альбитовых пегматитов Алто-Лигония (Мозамбик) имеет возраст всего лишь 530 млн. лет и запасы Li_2O в нем уже не превышают 10 тыс. т.

И, наконец, самые молодые (485 млн. лет, а по другим данным 100—110 млн. лет) микроклин-альбитовые пегматиты из числа известных в Африке, находящиеся в северной части плато Джос (Нигерия) и структурно относящиеся к Нигерийско-Сахарскому поясу, содержат в себе не более 1 тыс. т Li_2O .

Аналогичные примеры для лития можно привести по альбит-сподуменовым пегматитам зарубежных стран (фиг. 44).

Проследим эту зависимость на примере цезиевых месторождений. Как мы уже говорили, цезий образует месторождения только во втором подтипе микроклин-альбитовых пегматитов, где появляется его собственный минерал — поллуцит. Наиболее ярким примером являются микроклин-альбитовые пегматиты Африки, рассмотренные выше. Запасы Cs_2O по этим месторождениям закономерно возрастают с увеличением их абсолютного возраста:

	Абсолютный возраст, млн. лет	Запасы Cs_2O , за счет поллуцита тыс. т
Пегматиты северной части плато Джос (Нигерия)	485 (100—110?)	Менее 0,1
Алто-Лигония (Мозамбик)	530	0,5
Карибиб (Намибия)	800—1000	13
Бикита (Родезия)	2650	25

Известное в СССР нижнепротерозойское поллуцитовое месторождение в соответствии с описываемой закономерностью в три раза крупнее верхнепалеозойского. Встречен поллуцит и в мезозойских пегматитах, но здесь он, как и следовало ожидать, имеет сугубо минералогический интерес.

К сожалению, по бериллию и танталу в зарубежных пегматитах нет более или менее полного учета запасов. В наших месторождениях эти элементы также зачастую учтены неполно, поэтому мы не можем сейчас привести ярких примеров по бериллию и танталу. Но поскольку литиевая и цезиевая минерализация в пегматитах всегда сопровождается танталовым и бериллиевым оруденением и между всеми этими элементами для каждого парагенетического типа редкометальных пегматитов наблюдается определенная корреляция, то у нас нет никакого сомнения в том, что и по танталу и бериллию существует та же прямая зависимость между размером месторождений и их геологическим возрастом.

Таблица 39

Распределение пегматитовых поясов СССР по геологическим эрам *

Пегматиты	Пегматитовые пояса					
	мезозойские		палеозойские		докембрийские	
	количество поясов	в % от общей площади поясов всех возрастов	количество поясов	в % от общей площади поясов всех возрастов	количество поясов	в % от общей площади поясов всех возрастов
Редкометальные	7	46	11	38	14	16
Слюдоносные и керамические	2	44	7	6	19	50
Хрусталеносные	2	42	8	35	1	23
Все пегматиты	11	45	26	21	34	34

* Для составления таблицы использованы материалы Г. Г. Родионова (1960).

В подтверждение этого можно сослаться на данные табл. 37, согласно которым запасы бериллия и тантала (так же как по всем другим элементам) в зарубежных и отечественных пегматитах увеличиваются от мезозойских к докембрийским месторождениям. Косвенно по бериллию эту закономерность можно проследить также на примере пегматитов микроклинового типа, в котором единственным редкометальным минералом, имеющим практическое значение, является берилл. Из всех докембрийских микроклиновых пегматитов наиболее крупные месторождения берилла известны в Бразилии (знаменитые пегматиты штатов Параиба и Риу-Гранди-ду-Норти). Из палеозойских микроклиновых пегматитов самые крупные месторождения берилла находятся в Китае (Монгольский Алтай). Но эти месторождения уже значительно мельче докембрийских. Более или менее значительных мезозойских месторождений берилла в микроклиновых пегматитах мы вообще не знаем. В Восточном Афганистане имеются очень небольшие рудопроявления этого типа мезозойского возраста.

Та же самая картина наблюдается и для слюдоносных пегматитов. Наиболее крупными у нас в стране являются древние месторождения Мамского пояса и пегматиты Северной Карелии. Среди же палеозойских и мезозойских слюдоносных пегматитов крупных месторождений высококачественного мусковита не обнаружено.

Древние пегматиты явно богаче редкими элементами по сравнению с молодыми. Так, например, все мезозойские альбит-сподуменовые пегматиты, известные к настоящему времени как у нас (в Сибири), так и за рубежом (в Афганистане), в 1,5—2,5 раза беднее литием и танталом по сравнению с докембрийскими месторождениями этого типа. Точно так же из числа известных в СССР совершенно однотипных цезиевых месторождений микроклин-альбитовых пегматитов более древнее резко обогащено редкими элементами:

	Содержание, %				
	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	Ta ₂ O ₅
Нижнепротерозойское . . .	0,86	0,500	0,340	0,052	0,027
Верхнепалеозойское	0,34	0,095	0,032	0,048	0,013

Древние пегматиты заметно сильнее дифференцированы, зональное строение их всегда более отчетливо (разумеется, если сравнивать однотипные жилы и притом в сопоставимых условиях).

Древние пегматитовые месторождения образуются меньшим количеством жил, но зато последние характеризуются большими размерами. Так, например, из наших месторождений альбит-сподуменовых пегматитов в самом крупном нижнепротерозойском основная масса запасов лития заключена в 5 жилах, в самом крупном рифейском месторождении — в 10, в верхнерифейском (нижнекембрийском?) — в 15, а в мезозойском — более чем в 30 жилах.

Таким образом, масштабы промышленных пегматитовых месторождений, а также качество заключенных в них руд отчетливо убывают от докембрия к мезозой-кайнозю.

Нетрудно показать, что размер и качество месторождений не только редкометальных, но и хрусталеносных пегматитов обнаруживают зависимость от возраста. В СССР самые крупные и высококачественные месторождения пьезокварца в то же время являются и самыми древними — протерозойскими. Палеозойские хрусталеносные месторождения заметно мельче протерозойских и имеют более низкое качество. А среди мезозойских хрусталеносных месторождений крупных и высококачественных вообще неизвестно.

Что же касается второго вопроса, т. е. характера изменения во времени количества самих пегматитовых жил, то здесь, к сожалению, практически невозможно дать точной количественной оценки. Подсчитать количество жил на всей площади земного шара не представляется возможным, поскольку даже отдельные пегматитовые поля заключают в себе до 5—10 тыс. тел, а в пегматитовых поясах число последних может достигать многих десятков тысяч. Тем не менее тенденция распределения жильной пегматитовой массы во времени устанавливается с достаточной однозначностью, хотя и косвенным образом.

По данным детального геологического картирования насыщенность пегматитами молодых пегматитовых поясов заметно выше, чем древних. Например, в мезозойских пегматитовых полях Восточного Афганистана или в герцинских полях Монгольского Алтая (Китай) нам не раз приходилось отмечать, что пегматиты в полях длиной 5—20 км при ширине 1—5 км слагают до 10% и более площади поля. В то же время нам известны все докембрийские пегматитовые поля СССР, но ни в одном из них мы не наблюдали такой насыщенности пегматитами (исключая древние мигматиты и пегматиты, обычно слюдоносные, сходного с ними генезиса).

Принимая это во внимание, мы определили площадь всех выявленных (по материалам Родионова, 1960) на территории СССР поясов пегматитов и проанализировали их распределение по геологическим эрам. Оказалось, что хотя количество поясов редкометалльных пегматитов, обнаруженных на территории нашей страны, уменьшается от докембрия (14 поясов) к палеозою (11 поясов) и мезозою (7 поясов) их суммарная площадь в этом направлении возрастает соответственно от 97 до 229 и 275 тыс. км² (табл. 39). За рубежом не только площадь, но даже и количество древних пегматитовых поясов гораздо меньше, чем молодых: в докембрии в зарубежных странах известно 23 пояса (провинции) редкометалльных пегматитов, в палеозое — 26, а в мезозое — более 20.

В этом отчасти можно убедиться на простом перечислении главных пегматитовых провинций мира. Архейские редкометалльные пегматиты за рубежом известны лишь в Канаде (провинция Манитоба), Родезии и Западной Австралии. Протерозойские пегматиты распространены в Канаде (провинции Северо-Западные территории, Онтарио, Квебек), США (штаты Южная Дакота, Нью-Мексико, Монтана), Уганде, Демократической Республике Конго (Киншаса), Руанде, Юго-Западной Африке, Намибии, Южно-Африканской Республике, Марокко, Мали, Бразилии (провинции Параиба и Риу-Гранди-ду-Норти), Суринаме, Гвиане, Индии (штаты Бихар, Раджастан), Китае (Внутренняя Монголия), Финляндии, Швеции.

Палеозойские пегматиты известны в США (штаты Мен, Нью-Гемпшир, Массачусетс, Коннектикут, Северная и Южная Каролина, Мэриленд, Виргиния), в Канаде (штат Новая Шотландия), Боливии, Аргентине, Сомали, Мозамбике, Мальгашской Республике, Нигерии, Алжирской части Сахары, Восточной Австралии, Португалии, Испании, Франции, Китае (Монгольский Алтай, Внутренняя Монголия, Тяньшань, Кунь-Лунь, Сунбяньганцзы, Западный Юньшань).

Мезозой-кайнозойские месторождения редкометалльных пегматитов выявлены в США (штаты Калифорния, Аризона, Невада, Орегон, Вашингтон), Афганистане, Пакистане, Непале, КНДР, Китая, Японии, Румынии, Югославии, Италии, Швейцарии, Чехословакии, Болгарии, а также на Эльбе и в других регионах.

Следовательно, как площадь пегматитовых поясов, так и насыщенность их пегматитами возрастает от докембрия к мезо-кайнозою, что позволяет уверенно говорить об увеличении в этом направлении и

жильной пегматитовой массы. Этот вывод будет особенно несомненен, если учесть, что продолжительность каждой эры неодинакова. Площадь пегматитовых поясов в расчете на 100 млн. лет в докембрии составляет всего $\frac{97}{22} = 4$ тыс. км², , в палеозое $\frac{229}{3.3} = 70$ тыс. км², а в мезозое $\frac{275}{1.7} = 160$ тыс. км²,

Таким образом, от докембрия к мезозою уменьшаются размеры и качество пегматитовых месторождений и суммарные запасы заключенных в них редких металлов, но возрастает объем жильной пегматитовой массы.

В настоящий момент трудно дать исчерпывающее объяснение описанной закономерности распределения запасов пегматитовых месторождений в разрезе геологического времени.

Казалось бы, ее можно было объяснить тем, что пегматиты докембрия могли образовываться на протяжении гораздо более длительного отрезка времени (более 2,2 млрд. лет), чем палеозойские (330 млн. лет) и мезозойские (всего 170 млн. лет). Если поделить указанные выше запасы редких элементов каждого возраста на продолжительность соответствующей геологической эры, то получается довольно равномерное распределение их во времени. Например, количество запасов лития в расчете на 100 млн. лет в докембрийских пегматитовых месторождениях составляет

$$\frac{7800}{22} = 350 \text{ тыс. } m, \text{ в палеозойских — } \frac{2000}{3.3} = 570 \text{ тыс. } m, \text{ в мезозойских — } \frac{200}{1.7} = 110 \text{ тыс. } m.$$

Вряд ли можно считать случайным сравнительно равномерное распределение редких элементов в расчете на 100 млн. лет геологического времени (во всяком случае цифры одного порядка). Однако определяющей причиной данный фактор считать нельзя, потому что в этом случае и количество самих пегматитов (их жильной массы) должно было бы распределяться равномерно. Кроме того, и это не менее важно, такое объяснение совершенно неприемлемо для тех металлов (например, олово), суммарные запасы которых (во всех генетических типах месторождений) возрастают от докембрия к мезозою.

Известно, что образование различных месторождений, генетически связанных с магматическими очагами, происходит на разном удалении от последних. На этом основании некоторые исследователи полагают, что древних пегматитовых месторождений потому и больше, что они, будучи наиболее глубинными образованиями, хорошо вскрыты эрозионными процессами, тогда как в молодых, еще слабо эродированных областях такие месторождения находятся ниже уровня современного эрозионного среза.

Однако данное объяснение не согласуется с тем фактом, что пегматитов (жильной массы) молодого возраста даже больше, чем древнего. Просто молодые пегматиты менее богаты редкими элементами, поэтому последние редко образуют в них промышленные месторождения.

Если отбросить различные частные (хотя и важные в каждом отдельном случае) факторы, такие как глубина эрозионного среза, структурно-геологическое положение месторождения, распространенность гранитов и другие, то становится очевидным, что наибольшее значение для возникновения описанной закономерности имела тектоническая обстановка становления гранитов и пегматитов. Уменьшение масштаба месторождений и размеров жил при увеличении общего объема жильной массы, понижение степени дифференциации пегматитовых тел, ухуд-

шение качества руд и другие отчетливые изменения пегматитов с уменьшением их геологического возраста указывают на то, что процесс становления древних гранитов, генерирующих пегматитовые расплавы-растворы, протекал в более спокойных условиях и более длительное время. «Вызревание пегматитовых очагов» (Власов, 1956 а, б) достигало более высокой степени, и сами древние пегматиты формировались в гораздо более спокойной тектонической обстановке. Наоборот, молодые граниты, равно как и вмещающие их породы, в целом гораздо чаще подвергались тектоническим усилиям, хотя в общем случае, возможно, и более слабым. Это приводило к образованию большого количества трещин (но к меньшему их размеру) и к заполнению этих полостей менее «вызревшими», т. е. менее богатыми в отношении редких элементов, пегматитовыми расплавами.

Выявленную закономерность можно использовать как самый общий поисковый признак первого порядка на пегматиты всех промышленных формаций (слюдоносных, редкометальных, пьезооптических). При этом, разумеется, не следует впадать в крайность. Описанная зависимость вовсе не исключает выявления пегматитовых месторождений молодого возраста, но с древним магматизмом вероятнее обнаружить месторождения более крупного размера.

На этом основании можно рекомендовать постановку поисковых работ с целью выявления крупных месторождений редкометальных пегматитов в Советском Союзе наряду с традиционными регионами в таких областях древнего магматизма как Европейской, так и Азиатской частей СССР, где на сегодня пока известны лишь мелкие рудопроявления тантала, бериллия и лития. За рубежом по этой причине следует ожидать открытий крупных пегматитовых месторождений на таких новых территориях, как Западно-Африканский пояс, Карибский пояс в Южной Америке, Западной Австралии и Индийском полуострове, характеризующихся развитием древних пегматитов, еще очень слабо изученных из-за плохой обнаженности или неблагоприятных географо-экономических условий.

В связи с изложенным представляет большой практический и научный интерес аналогичный анализ геологического возраста и масштаба оруденения по другим генетическим типам редкометальных месторождений — редкометальным гранитам, карбонатитам, разнообразным метасоматитам — на основании результатов мирового опыта их разведки за последние годы. Для новых генетических типов месторождений такой анализ может, естественно, оказаться гораздо более полезным для практического направления поисковых работ, объем которых все время возрастает.

Зональность пегматитоносных территорий

О масштабах пегматитоносных территорий

Пегматитовый процесс дает прекрасно выраженные примеры не только зональности отдельных тел (благодаря закономерной смене по их мощности, простиранию и падению различных структурно-парагенетических комплексов или зон), но также и не менее яркие картины зонального распределения разнотипных пегматитов в эндо- и экзоконтакте материнских интрузий. Если изучение зональности пегматитовых тел имеет большое значение при их оценке, то выявление закономерностей в пространственном размещении разнотипных пегматитовых жил играет важную роль при поисках промышленных концентраций редких элементов.

Закономерное изменение минерального состава пегматитов в пределах той или иной территории издавна отмечалось исследователями. Одними из первых в этом отношении были Брёггер (Brögger, 1890, 1906), В. И. Вернадский (1911), Делор (De Lury, 1929), Жеверс, Фроммурз (Gevers, Frommurze, 1929). Делор, Елсворт (De Lury, Ellsworth, 1931), А. Е. Ферсман (1940). Затем свои наблюдения по зональности в пределах полей редкометальных пегматитов опубликовали Жеверс (Gevers, 1937, 1942), Д. И. Щербаков (1936), М. Ф. Стрелкин (1938), Хенлей (Hanley, 1939), Чапман (Chapman, 1941), Олсон (Olson, 1942), Хейнрих (Heinrich, 1948). В 1953 г. Хейнрих (Heinrich, 1953) дал довольно полную сводку работ по зональности пегматитовых полей многих стран мира. Эта сводка не потеряла своего значения и в наши дни. Позднее характерные примеры зонального распределения редкометальных пегматитов привели в своих работах В. И. Кузнецов (1948), 1951, 1954), С. Г. Шавло (1958), Н. Варламов (Varlamoff, 1955), Ачесон (Hutchinson, 1959), Н. Н. Мартьянов (1959), Н. А. Солодов (1961, 1962 б, в), П. П. Боровиков (1961), И. Б. Недумов (1962, 1965), А. Н. Леонтьев (1963) и др.

Однако, несмотря на большой фактический материал, накопившийся к настоящему времени в литературе, до сих пор не существует единства мнений о причинах возникновения зональности в пределах пегматитоносных территорий, что сильно затрудняет дальнейшее изучение данного вопроса и ограничивает возможности его практического применения. Правильному пониманию причин образования этой зональности препятствовало также то обстоятельство, что почти все предыдущие исследователи за исключением А. Н. Леонтьева (1963)¹, не различали масштабов ее проявления. Поэтому в зависимости от размеров территории, в пределах которой наблюдается зональность, следует различать:

зональность пегматитовых { провинций,
 { поясов,
 { полей,
 { пучков.

Что такое пегматитовая провинция, пояс или поле хорошо известно. Во всяком случае эти категории полностью сопоставимы с такими достаточно определенными понятиями, как металлогеническая провинция, рудный пояс и рудное поле. Однако наряду с этими структурно-металлогеническими категориями мы считаем необходимым выделить еще одну структурную единицу, назвав ее пегматитовым пучком². В пределах почти любого пегматитового поля жилы встречаются не повсеместно, а образуют скопления на определенных сравнительно ограниченных участках, между которыми пегматиты практически совсем отсутствуют (фиг. 45). Эти скопления пегматитовых жил на том или ином участке пегматитового поля мы и будем называть пегматитовым пучком. Отличительной особенностью пегматитовых пучков является то, что в них почти все жилы обычно подчинены единой трещинной структуре, а в большинстве случаев обладают даже моноклинальным залеганием, образуя своего рода свиты жил. Различные пучки в пределах одного и того же поля нередко локализируются в разных трещинных

¹ А. Н. Леонтьев (1963) выделяет зональность поля первого и второго порядков, что соответствует зональности пегматитового поля и пегматитового пучка в нашем понимании.

² Этот термин не имеет ничего общего с понятием «рудный пучок», введенным еще в 30-х годах Локком, Биллингслеем и Шмидтом и широко применяемым П. Ф. Иванкиным (Иванкин и др., 1961). К сожалению, мы не смогли найти удачного нового термина для обозначения описываемого понятия.



Фиг. 45. Схематическая геологическая карта пегматитового поля.

Составил В. И. Федоров

Зоны распространения пегматитов: *I* — альбитовых, *II* — микроклин-альбитовых, *III* — ортогекситовых; 1 — филлиты и известняки карбона; 2 — гнейсы, амфиболиты и кварциты докембрия; 3 — граниты и гранодиориты пермского возраста; 4 — граниты нижнепермского возраста; 5 — ультрабазиты; 6 — пегматиты; 7 — кварцевые жилы; 8 — границы зон пегматитов; 9 — тектонические нарушения

структурах. Пегматитовое поле охватывает все жилы, связанные с одним массивом, тогда как в пучке объединяются жилы, порожденные одним магматическим очагом данного массива, т. е. ограниченным объемом гранитной магмы, эволюционирующим как единое целое. В этом и заключается основное генетическое различие между пегматитовым пучком и полем.

Мы не предлагаем своего определения, но, кстати, хотели бы заметить, что наряду со структурно-тектоническим аспектом в формулировке пегматитового поля, пояса и провинции, на наш взгляд, следовало бы подчеркивать различия в объемах гранитной магмы, участвующих в образовании пегматитовых полей, поясов и провинций. Если пегматитовый пучок объединяет в себе жилы, порожденные одним магматическим очагом, а пегматитовое поле — все жилы, связанные с одним гранитным массивом (либо с одним куполом, сателлитом интрузива, пусть даже частично или совсем не обнаженным), то пегматитовый пояс фактически охватывает все пегматиты данного района, генетически связанные с интрузией гранитов одного возраста, а пегматитовая провинция — все жилы одного или нескольких тектономагматических циклов, проявившихся на территории определенного региона (Урала, Кольского полуострова, Кавказа, Памира и т. д.). Разница в масштабах гранитной массы, генерирующей соответственно пегматиты пучка, поля, пояса, провинции, и определяет различие в размерах территорий, занимаемых пегматитовыми пучками, полями, поясами, провинциями. Забегая несколько вперед, укажем, что площадь пегматитовых пучков, как правило, не превышает нескольких квадратных километров, пегматитовых полей — десятков квадратных километров, пегматитовых поясов — сотен квадратных километров, а пегматитовых провинций — многих тысяч квадратных километров.

По масштабам проявления пегматитовый пучок часто не соответствует месторождению, поскольку оно может быть представлено всего одним пегматитовым телом. И наоборот, в пределах одного пегматитового пучка может быть два или несколько месторождений (рудопроявлений). Кроме того, месторождение, строго говоря, понятие не структурное, а геолого-экономическое. Учитывая все эти соображения, мы и ввели понятие пегматитовый пучок.

Таким образом, пегматитовый пучок является самой малой пространственной структурной единицей, разлагая которую на составляющие ее части, мы уже переходим к пегматитовым телам, т. е. к качественно иной структурно-генетической категории. И наоборот, комплекс пегматитовых пучков образует пегматитовое поле. Поэтому зональность пегматитовых полей является величиной своего рода интегральной, в значительной мере определяющей зональностями конкретных составляющих ее пегматитовых пучков. Отсюда становится понятной важность изучения зональности пегматитовых пучков, выяснение причин возникновения которой лежит в основе понимания закономерностей пространственного размещения разнотипных пегматитов на территории любого более крупного размера.

Следует также подчеркнуть, что хотя зональность пегматитоносных территорий изучается прежде всего в плане методом геологического картирования, она представляет собой объемную категорию. Это особенно важно для изучения и понимания зональности пегматитовых пучков. Если размеры в плане пегматитовых полей, а тем более поясов и провинций, больше их размеров по вертикали во много раз, то для пегматитовых пучков размеры в этих направлениях вполне соизмеримы.

Зональное расположение разнотипных пегматитов на той или иной площади пегматитовых полей нами отмечалось с самых первых лет изучения пегматитов и притом по всем пегматитовым провинциям (Солодов, 1961, 1962 в). Но более глубоко этот вопрос был осмыслен после изучения пегматитов Казахстана. Здесь с помощью Ю. И. Филипповой и А. Н. Леонтьева был собран исключительно интересный материал, опубликованный затем в ряде работ (Солодов, Филиппова, 1965; Солодов, 1968а, 1969е), из которых заимствуем графический материал (фиг. 46—51), отсылая интересующихся более подробными сведениями к первоисточникам. При этом мы сознательно абстрагировались от многочисленных деталей геологического строения участков, чтобы сделать еще более зримыми основные закономерности зонального расположения разнотипных жил. Вполне очевидно, что в конкретных пегматитовых пучках различные особенности структурно-геологического строения и тектоники пегматитового поля могут значительно влиять на характер и отчетливость пространственной зональности, но нас в данном случае интересовало то общее, что присуще всем зональным пегматитовым пучкам.

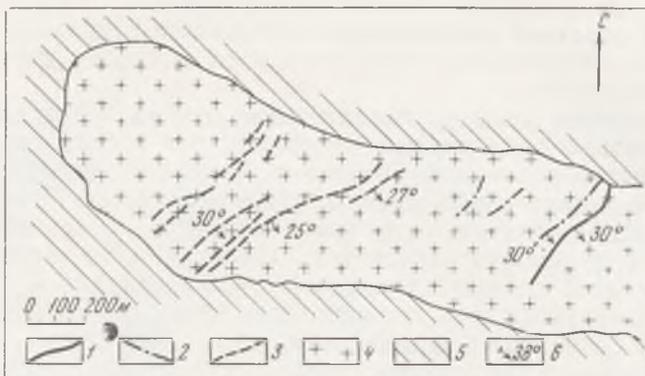
На основании примеров (фиг. 46—51, стр. 211—213, 215), которые представляют лишь больший или меньший фрагмент общей картины, нетрудно восстановить в полном объеме всю цепь ранних жильных образований, сопровождающих граниты. С удалением от предполагаемого материнского очага и по мере перехода от нижних к верхним членам¹ в «свите» жил обобщенно намечается такая последовательная смена жильных образований:

- 1) безрудные пегматиты обычно гранитной структуры;
- 2) микроклиновые пегматиты с бериллом;
- 3) микроклин-альбитовые пегматиты с бериллом и танталит-колумбитом;
- 4) микроклин-альбитовые пегматиты с бериллом, танталами, разнообразной литиевой минерализацией (сподуменом, лепидолитом, фосфатами лития) и поллуцитом;
- 5) альбитовые пегматиты с бериллом, танталит-колумбитом и иногда касситеритом (только в случае отсутствия пегматитов предыдущей группы);
- 6) альбитовые пегматиты с бериллом, танталит-колумбитом, сподуменом и касситеритом;
- 7) альбит-сподуменовые пегматиты с бериллом, колумбитом и касситеритом;
- 8) кварцевые жилы иногда с бериллом и касситеритом.

Одновременно в перечисленных жильных образованиях зачастую происходит смена ранних высокотемпературных структур более поздними. Если в первых четырех разновидностях жильных образований довольно широко распространены такие структуры, как гранитная и графическая, то в последних четырех эти структуры по сути дела никогда не встречаются. Причем и в первых четырех разновидностях жил распространность данных структур уменьшается от первой к четвертой. Вместо ранних структур в жилах по мере удаления от материнского очага начинают все большую и большую роль играть сначала пегматоидная и блоковая структуры, а затем разнообразные поздние структуры альбитовых (зернистая, сахаровидная, пластинчатая) и слюдяных зон (листоватая, чешуйчатая).

По мере удаления от магматического очага зональность пегматитовых тел также изменяется закономерно. Микроклиновые пегматиты обычно слагаются двумя-тремя зонами, микроклин-альбитовые пегматиты, как правило, в своем внутреннем строении насчитывают четыре — шесть зон, а иногда до восьми — одиннадцати зон. Альбитовые пег-

¹ Важно отметить, что во всех случаях, когда достоверно известны материнские граниты, пегматитовые жилы падают не в сторону гранитов, а от них.



Фиг. 46. Схема геологического строения пегматитового пучка с зональным расположением микроклиновых, микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов (частично по материалам В. Ф. Кащеева)

Пегматиты (1—3): 1 — альбитовые с бериллом, танталит-колумбитом и касситеритом; 2 — микроклин-альбитовые с бериллом и танталит-колумбитом; 3 — микроклиновые с редким бериллом; 4 — среднезернистые биотитовые существенно плагиоклазовые граниты; 5 — метаморфические сланцы; 6 — направление и угол падения жил

матиты большей частью сложены тремя—пятью зонами, а альбит-сподуменовые в большинстве случаев имеют всего две зоны. Другими словами, наиболее сильно дифференцированные жилы и наибольшая отчетливость проявления зон наблюдается в пегматитах средней удаленности от магматического очага.

Главной особенностью зональности в пределах рассмотренных пегматитовых участков является тенденция к смене микроклина альбитом, а затем сподуменом и кварцем по мере удаления жил от предполагаемого магматического очага. Эта тенденция прекрасно согласуется с примерами зональности, приведенными в работах большого числа исследователей, упомянутых в начале данного раздела, за исключением И. Б. Недумова (1962), по данным которого альбитовые жилы появляются после альбит-сподуменовых.

Однако альбитовые пегматиты без сподумена вряд ли могут появиться даже вслед за микроклин-альбитовыми пегматитами со сподуменом, поскольку к концу процесса наблюдается отчетливое возрастание количества сподумена. И уж если последний появился в жилах микроклин-альбитового типа, то в альбитовых пегматитах его количество должно еще больше возрасти. Тем более маловероятно появление альбитовых пегматитов после альбит-сподуменовых. Во всяком случае такое положение совершенно не характерно. Правда, на фиг. 50 показан случай, когда альбитовые пегматиты с циматолитом сменяются альбитовыми пегматитами без сподумена. По мнению некоторых исследователей, циматолит развивается по сподумену. Однако в данных жилах (как, впрочем, зачастую и на других месторождениях) циматолит образуется по полевым шпатам и кварцу. Реликтов сподумена не обнаружено. Следовательно, зональность в пределах этого рудопроявления не нарушает общей тенденции сподумена к увеличению его содержания в конце эволюционного пегматитового ряда, а пространственно — в наиболее удаленных от очага жилах.

В некоторых пегматитовых пучках в висячем боку жильных «свит» отмечается повторное появление жил, более богатых микроклином. Так, например, в одном из пегматитовых пучков (см. фиг. 47) после альбитовых пегматитов со сподуменом в самых верхах «свиты» отмечена жила микроклин-альбитового состава без сподумена. Обнаружение та-

ких жил в самых верхах «свит» можно довольно просто объяснить проявлением обратной вертикальной зональности отдельных пегматитовых тел (или сопряженных серий их) и ее влиянием на зональность пегматитовых пучков.

Нам неизвестны примеры пегматитовых пучков, в пределах которых были бы одновременно хорошо проявлены все восемь перечисленных выше жильных образований. Обычно в пределах конкретных пегматитовых пучков развито лишь две-три, реже четыре-пять разновидностей.

Следует особо отметить одну примечательную особенность проявления альбит-сподуменовых пегматитов. Они чаще всего встречаются обособленно от всех остальных жильных образований и либо почти монополюсно занимают весь пегматитовый пучок, либо наблюдаются в ассоциации с безрудными пегматитами.

А. Е. Ферсман возникновение зональности вокруг гранитных интрузивов всецело объяснял температурой процесса, которая в свою очередь определяется геотермическим градиентом и расстоянием от первичного магматического очага. Поскольку на больших глубинах и вблизи от магматического очага температура пород была высокой, то здесь могли образоваться только первые высокотемпературные типы пегматитов, а формирование поздних низкотемпературных типов должно было происходить на меньших глубинах и вдали от материнского очага. «Влияние геотермического градиента и расстояния от магматического очага направлено в одну сторону и ведет к батиметрическому расположению геофаз и соответственно типов пегматитов: первые типы располагаются в глубине, поздние — в верхних частях» (Ферсман, 1940, стр. 439). С такой трактовкой возникновения зональности полностью был в свое время согласен Н. Варламов (Varlamoff, 1955); к сходному выводу пришел и Ачесон (Hutchinson, 1955).

Однако данное представление объясняет лишь случаи зонального распределения разнотипных образований вокруг материнского очага. Но оно не может объяснить хаотического распределения пегматитов разных типов вокруг магматического очага, а такие случаи отсутствия зональности пегматитовых пучков нередки, чего по идее А. Е. Ферсмана вообще не должно было бы быть. Более того, в пределах любого пегматитового пучка, характеризующегося наличием пространственной зональности, всегда можно найти одно или несколько пегматитовых тел, которые нарушают закономерное распределение типов пегматитов. Так, например, на участке развития альбитовых пегматитов и притом непосредственно между ними иногда появляются альбит-сподуменовые жилы (см. фиг. 48) или между микроклиновыми пегматитами вдруг оказываются микроклин-альбитовые жилы (см. фиг. 47) и т. д.

Фиг. 47. Схема геологического строения пегматитового пучка с зональным расположением безрудных, микроклиновых, микролин-альбитовых и альбитовых пегматитов (по материалам Ю. А. и О. И. Садовских)

Пегматиты (1—5): 1 — альбитовые со сподуменом, танталитом, бериллом и касситеритом, 2 — альбитовые с бериллом, танталитом и касситеритом, 3 — микролин-альбитовые с танталит-колумбитом и бериллом, 4 — микроклиновые с убогим бериллом, 5 — безрудные с гранитной структурой; 6 — биотитовые среднезернистые граниты; 7 — метаморфические сланцы; 8 — тектонические нарушения; 9 — направление и углы падения жил

Фиг. 48. Схема геологического строения пегматитового пучка с зональным расположением безрудных, микроклиновых, микролин-альбитовых, альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитов (по материалам В. И. Кузнецова и В. А. Филиппова)

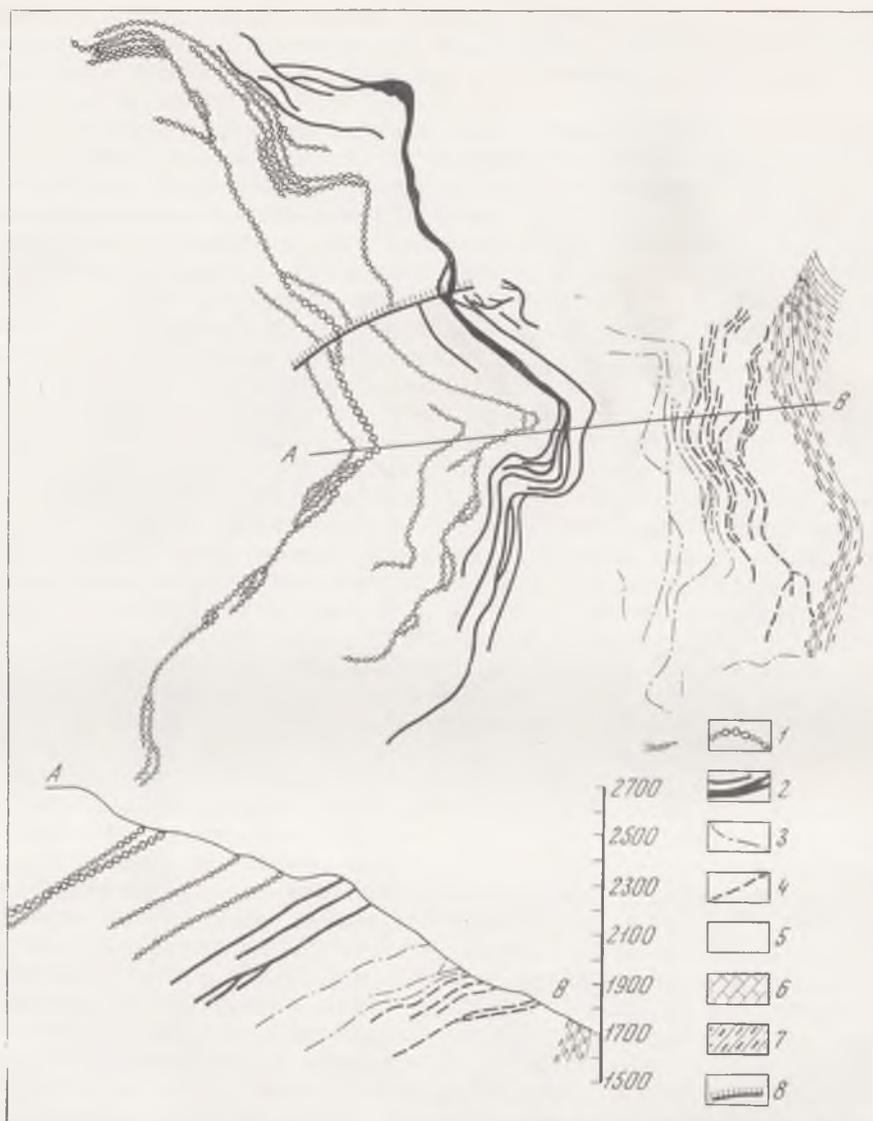
Пегматиты (1—4): 1 — альбит-сподуменовые с бериллом, колумбитом и касситеритом, 2 — альбитовые с бериллом, танталит-колумбитом и касситеритом (мощные жилы наряду с этими минералами содержат сподумен), 3 — микролин-альбитовые с бериллом и танталит-колумбитом; 4 — микроклиновые и безрудные; 5 — среднезернистые биотитовые плагиограниты; 6 — метаморфические сланцы; 7 — тектонические нарушения; 8 — направление и углы падения жил



Фиг. 17



Фиг. 48



Фиг. 49. Схема строения пегматитового пучка с зональным расположением микроклиновых, микроклин-альбитовых, альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитов. Составили В. М. Народный, Н. А. Солодов и А. В. Трифонов

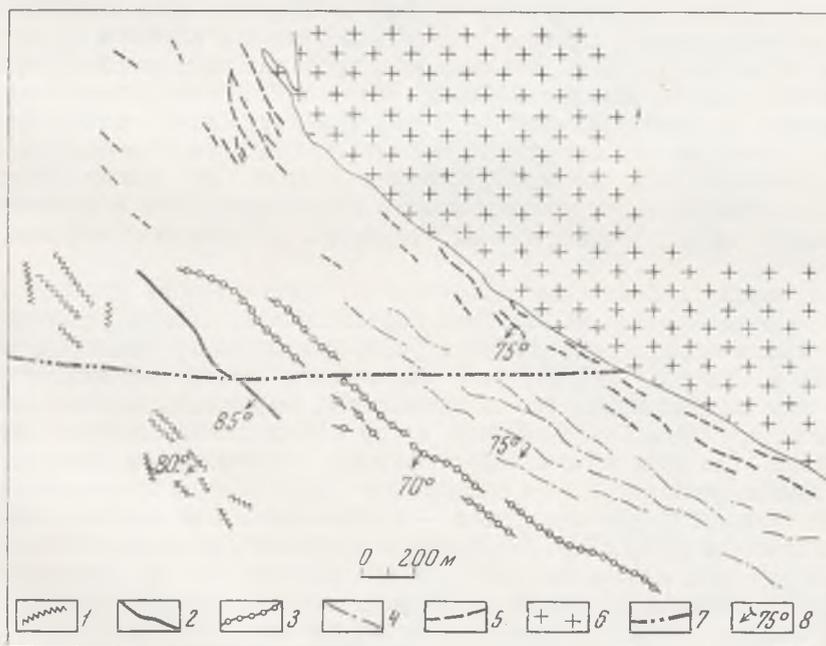
Пегматиты (1—4): 1 — альбит-сподуменовые с большим количеством микроклина и убогой примесью касситерита, берилла, колумбита, 2 — существенно альбитовые с редким сподуменом, а также мелкокрапленным бериллом и танталит-колумбитом, 3 — микроклин-альбитовые с рудоразборным бериллом и танталит-колумбитом, 4 — существенно микроклиновые с редким бериллом; 5 — биотит-амфиболовые диориты; 6 — мраморизованные известняки; 7 — метаморфические сланцы; 8 — тектонические нарушения

С позиций А. Е. Ферсмана нельзя также объяснить ранее установленный нами (Солодов, 1961, 1962в) и вкратце описанный выше обратный характер вертикальной зональности в пределах пегматитовых тел по отношению к пространственной зональности в пределах пегматитовых пучков.

Изучение вертикальной зональности жил окончательно убеждает нас в том, что образование пространственной зональности в пределах пегматитовых пучков нельзя объяснить влиянием температурного фактора.

Н. Варламов, подробно изучивший зональное размещение разнотипных пегматитов по отношению к гранитным массивам Демократической Республики Конго (Киншаса), Руанда-Урунди, Камерун, а также на Мадагаскаре и в регионах Убанги, Чада, Хоггара, в последних своих работах (Varlamoff, 1958—1959) отказался от объяснения зональности влиянием температурного фактора и приблизился к идее пульсационного поступления из магматического очага пегматитовых расплаво-растворов разного состава. Однако эта правильная, на наш взгляд, идея проводится Н. Варламовым не последовательно, так как, по его мнению, ранние типы пегматитов образуются путем свободной кристаллизации из пегматитового расплава, а поздние — путем замещения ранних типов вновь поступающими из очага растворами. В результате остается неясным, почему жилы ранних типов, расположенные ближе к очагу, свободны от замещающих комплексов, хотя они были более доступны для метасоматирующих растворов.

Оригинальное объяснение пространственной зональности было предложено И. Б. Недумовым (1962, 1965). По его мнению, первоначально гомогенный расплав-раствор в процессе внедрения дифференцируется главным образом в результате ликвации на ряд несмешивающихся жидкостей. Более тугоплавкая и менее подвижная часть расплава-раствора, обогащенная кальцием и калием, остается в трещинах, расположенных вблизи магматического очага, а подвижная, богатая натрием часть расплава-раствора уходит в дальние трещины.



Фиг. 50. Схема геологического строения пегматитового пучка с зональным расположением микроклиновых, микроклин-альбитовых, альбитовых пегматитов и кварцевых жил (по материалам В. Ф. Кащеева)

1 — кварцевые жилы с касситеритом и бериллом; 2 — альбитовые пегматиты с убогим колумбитом и бериллом; 3 — пегматиты переходного (между альбитовым и микроклин-альбитовым) типа с бериллом, танталит-колумбитом и циматолитом; 4 — микроклин-альбитовые пегматиты с бериллом и танталит-колумбитом; 5 — микроклиновые и безрудные пегматиты; 6 — двуслюдяные мелкозернистые граниты (материнские для пегматитов); 7 — тектонические нарушения; 8 — направление и углы падения жил

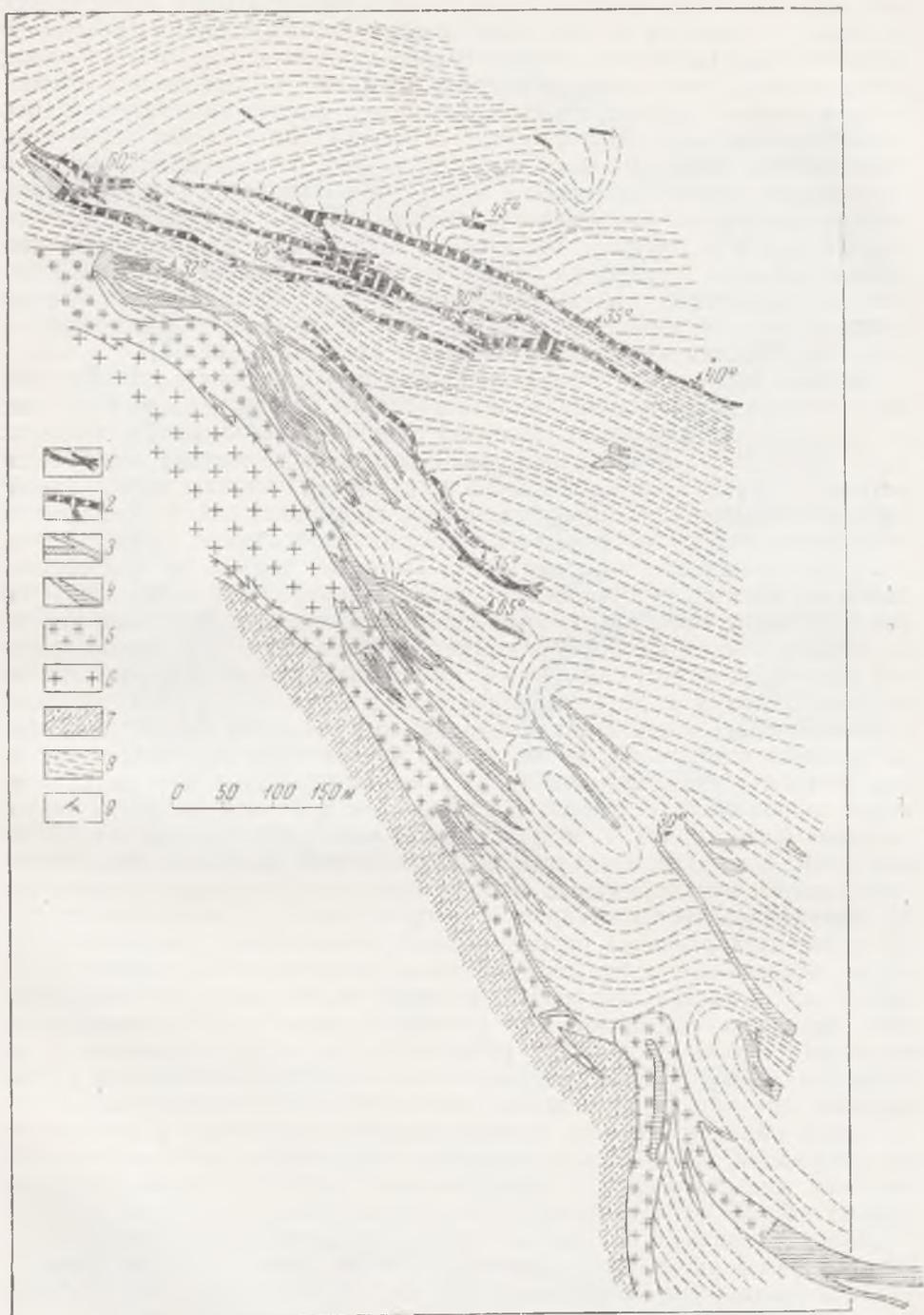
Гипотеза И. Б. Недумова частично обоснована физико-химическими данными, однако она требует дальнейшей доработки. Пока с этих позиций можно объяснить только зональность таких пегматитовых пучков, в которых разнотипные пегматиты сменяют друг друга по простиранию трещин или при кулисообразной структуре пучков (как, например, на фиг. 48). Но эта гипотеза совершенно не применима к объяснению гораздо более частых случаев зональности пегматитовых пучков, перпендикулярной их простиранию (см. фиг. 45—47, 49, 50). В этом случае представляется невероятным, чтобы более подвижные составные части, ликвидировавшие от менее подвижных, внедрялись в совершенно иные трещины, к тому же зачастую гипсометрически расположенные даже ниже трещин, в которых остались более тугоплавкие части расплава-раствора. Идея И. Б. Недумова также не в состоянии объяснить обратную вертикальную зональность пегматитовых тел, когда именно наиболее легкоплавкие составные части (альбит и сподумен) оказываются в низах жил, а более тугоплавкие (микроклин) — в их верхах.

Для правильного понимания причин возникновения зональности в пределах пегматитовых пучков надо учитывать три следующие особенности.

Прежде всего конкретные примеры пространственной зональности в пределах пегматитовых пучков позволяют констатировать, что четко выраженная зональность с последовательной сменой одних типов пегматитов другими наблюдается на довольно ограниченных территориях. Размер таких участков, в пределах которых отмечается зональность, не превышает в плане 1—2, реже 3—3,5 км вкост простирания структуры участка или одного фланга кулисы до другого, если «свита» жил имеет кулисообразное строение. Примерная оценка глубины распространения пространственной зональности в пределах пегматитовых пучков показывает, что по вертикали смена типов пегматитов происходит на расстоянии, не превышающем 1—2 км. Такая строгая ограниченность размера участков, что все жилы пегматитового пучка генетически связаны с одним и тем же магматическим очагом. Это также подтверждается постепенным переходом между всеми жильными образованиями каждого пучка, общностью их структуры и геохимической специализации.

Следующей особенностью является тот факт (теперь уже для нас совершенно несомненный), что все перечисленные восемь разновидностей жильных образований, вопреки распространенному мнению, в частности К. А. Власова (1952), явно образуются одновременно, точнее внедряются неодновременно. Это доказывается, во-первых, пересечениями одних жил другими. Так, например, автор наблюдал пересечения кварц-полевошпатовых жил гранитной структуры с турмалином микроклин-альбитовыми пегматитами со сподуменом (фиг. 52а), а микроклин-альбитовых пегматитов без сподумена — альбитовыми или альбит-сподуменовыми жилами (фиг. 52б). Аналогичные случаи пересечения альбитовых жил альбит-сподуменовыми были давно описаны В. И. Кузнецовым (1951, 1953). Пегматитовые жилы, в свою очередь, нередко пересекаются кварцевыми. Хотя в целом все эти пересечения довольно редки, однако обратных пересечений вообще неизвестно. Во-вторых, как уже отмечалось выше в жильных образованиях от их первой разновидности к последней зачастую происходит постепенная замена ранних структур зон на более поздние. Все это совершенно однозначно указывает на то, что восемь разновидностей жильных образований возникают в последовательности от первой к восьмой.

И, наконец, еще одной важной особенностью зональности в пределах пегматитовых пучков является отмечавшаяся выше последовательная смена микроклина альбитом и затем сподуменом по мере удале-



Фиг. 51. Геологическое строение пегматитового пучка с зональным расположением микроклиновых, микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов (по А. М. Гребенникову, 1958)

Пегматиты (1—4): 1 — сильно замещенные с реликтами блоковой зоны (BeO 0,060%), 2 — блоковые замещенные (BeO 0,042—0,050%), 3 — неравнозернистые и мелкоблоковые замещенные (BeO 0,034—0,038%), 4 — простые слабо замещенные (BeO 0,005—0,010%); 5 — среднезернистые двуслюдяные пегматитоносные граниты; 6 — мелкозернистые гнейсовидные биотитовые граниты; 7 — гнейсовидные слюдястые песчаники; 8 — песчано-сланцевая толща; 9 — элементы залегания

ния жил от очага. Исходя из этого, а также учитывая высказанную в главе IV гипотезу о механизме возникновения специализированных пегматитовых расплавов путем гравитационного расслоения, можно предположить, что в первую очередь внедряются существенно кремне-микроклиновые обычно относительно более высокотемпературные пегматитовые расплавы, в результате затвердевания которых образуются существенно микроклиновые пегматиты. Затем поступают расплавы смешанные, кремнеальбитовые и кремнемикроклиновые, из которых возникают микроклин-альбитовые пегматиты. Позже внедряются кремнеальбитовые и к тому же значительно более низкотемпературные расплавы-растворы, из которых формируются альбитовые пегматиты; наконец, из смешанных кремнеальбитовых и кремнесподуменовых, самых поздних расплавов-растворов образуются альбит-сподуменовые пегматиты. Последними появляются кварцевые жилы (см. фиг. 57).

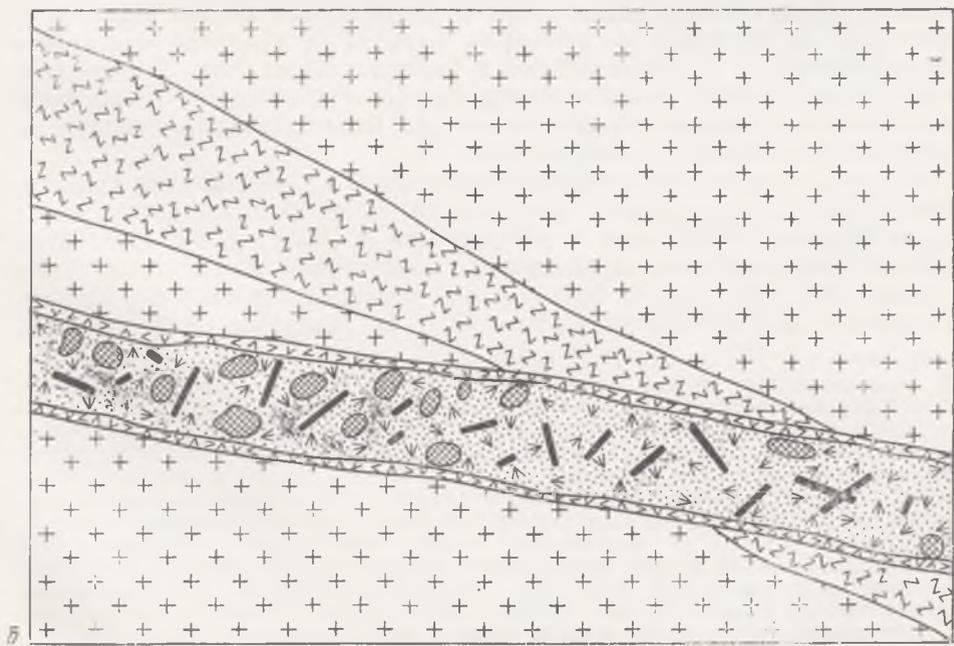
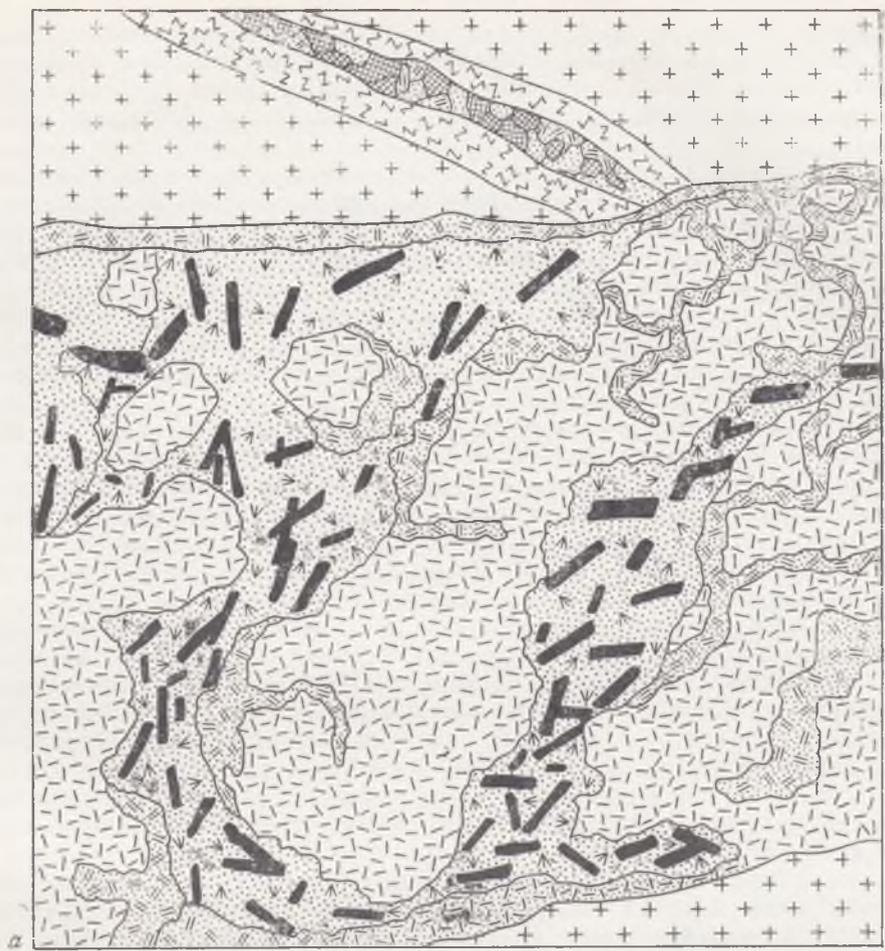
Однако последовательность внедрения пегматитовых расплавов разного состава, поступающих из материнского очага, сама по себе еще не приведет к появлению пространственной зональности в пределах пучка, поскольку пегматитовые расплавы разного состава могут внедриться в одну и ту же трещину или в разные трещины, но без какой-либо закономерности. Для образования пространственной зональности необходимо, чтобы приоткрывание трещин происходило не хаотически, а в определенной последовательности. Нетрудно видеть, что при образовании пегматитовых пучков это условие должно соблюдаться очень часто. Благодаря контракционному сжатию гранитов, а также уменьшению их объема за счет выноса огромных масс пегматитовых и других погонных приоткрывание трещин, ранее заложенных или вновь образующихся, происходит в определенной последовательности по мере удаления от материнского очага ввиду все большего и большего расширения сферы влияния контракции. Кроме того, с внедрением гранитных интрузивов тектоническая деятельность не прекращается, так как их становление сопровождается довольно длительным периодом разрядки тектонических напряжений, которые с каждым новым импульсом распространяются все далее и далее во вмещающие породы и тем самым способствуют приоткрыванию сначала близ расположенных, а затем более отдаленных трещин. Наряду с этим нельзя не указать также на тот факт, что затвердевание первых порций пегматитовых расплавов-растворов, внедренных в ближние трещины, консолидирует соответствующий участок вмещающих пород, который на последующие тектонические подвижки реагирует как моноблок, из-за чего приоткрывание очередных трещин должно происходить не в его пределах, а на более отдаленном участке. Видимо, именно этим обстоятельством и объясняется сравнительная редкость пересечений разнотипных жил.

Таким образом, процесс становления интрузивов как в результате их контракции, так и в силу режима тектонической деятельности обеспечивает последовательное приоткрывание сначала трещин, расположенных вблизи магматического очага, а затем по удалении от него.

Для образования рассматриваемой зональности необходимо чтобы приоткрытые в разное время трещины заполнились пегматитовыми расплавами-растворами различного состава. Это очень часто имеет место

→
Фиг. 52. Пересечение (а) микроклин-альбитовым пегматитом со сподуменом микроклин-альбитового пегматита без сподумена, (б) альбит-сподуменовым пегматитом микроклин-альбитового пегматита без сподумена (составила Н. Г. Сретенская)

1 — кварц-клевеландит-сподуменовый комплекс; 2 — кварц-мусковитовый комплекс; 3 — мелкозернистый кварц-альбитовый комплекс; 4 — тонкозернистая кварц-альбитовая зона; 5 — кварц; 6 — кварц-альбит-мусковитовый комплекс; 7 — микроклин; 8 — среднезернистый кварц-микроклин-альбитовый комплекс; 9 — гранит



0 20 40 60cm

- | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |

в природе благодаря тому, что процесс разрастания трещиноватости пород совпадает по времени с гравитационным расслоением расплавов в материнских очагах, поскольку возникновение обоих процессов обусловлено одной и той же причиной — становлением гранитных интрузивов¹.

Подводя итог сказанному можно следующим образом коротко сформулировать причины возникновения пространственной зональности в пределах пегматитовых пучков: пространственная зональность в пределах пегматитовых пучков является результатом органического сочетания гравитационного расслоения во времени пегматитовых расплаво-растворов в материнских очагах с последовательным приоткрыванием трещин в пространстве. Поскольку оба процесса связаны в каждом определенном случае со становлением одних и тех же гранитных интрузивов, то они идут синхронно.

Нетрудно видеть, что это наше объяснение оригинально лишь в приложении к пегматитам. В геологической же литературе оно давно известно, так как очень близко тому объяснению зональности в пределах рудных полей, которое было предложено в свое время для гидротермальных месторождений С. С. Смирновым (1937) и развито в работах А. В. Королева (1949), Ф. И. Вольфсона и В. А. Невского (1949), В. И. Смирнова (1957, 1967), Ф. Н. Шахова (1964) и др.

Тектонический фактор имеет совершенно особое значение при образовании зональности в пределах пегматитовых пучков. Прежде всего, как справедливо указывал К. А. Власов (1956а), от тектоники зависит, по какому пути пойдет пегматитовый процесс: по пути образования фациальных пегматитов (в других случаях редкометалльных гранитов), если пегматитовые расплавы-растворы не будут выжаты из магматического очага и законсолидируются на месте, или по пути фазовых пегматитов, когда расплав-раствор будет внедрен в окружающие породы.

Если разрядка тектонических напряжений будет осуществляться в течение всего периода эволюции материнского очага, то в пределах пегматитового пучка могут появиться все парагенетические типы пегматитов и пространственная зональность будет полной. Однако практически в пределах конкретных пучков почти всегда те или иные типы пегматитов отсутствуют. В некоторых случаях, и довольно часто, это может определять тектоника. Если в период «созревания» в магматическом очаге, скажем, кремнемикроклиновых расплавов не произойдет приоткрывания трещин, то соответственно микроклиновых пегматитов в данном пегматитовом пучке не будет.

От того, в каком направлении происходило приоткрывание трещин, зависит структурный рисунок зональности. Если трещины приоткрывались одна за другой рядом и параллельно друг другу, то образуется наиболее распространенная поперечная зональность пегматитового пучка (фиг. 53в). При кулисообразном приоткрывании трещин формируется диагональная зональность (фиг. 53б). В некоторых пегматитовых

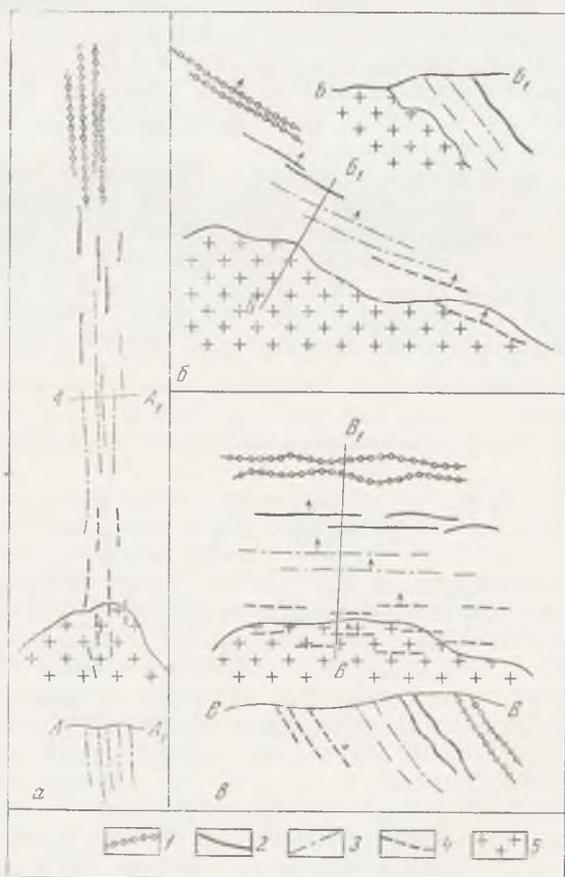
¹ В этом отношении весьма примечательны вопрос и предположительный ответ С. С. Смирнова (1937, стр. 1080): «Не существует ли какой-нибудь органической связи между усилением трещинообразования в данном рудном узле и остывающим интрузивным телом? Быть может, вышеупомянутые вспышки трещинообразования, открывающие новые пути для новых растворов, связаны именно с эволюцией остывающей интрузии». Показательно, что Ф. Н. Шахов (1964) положительно отвечает на этот вопрос. Таким образом, если даже в гидротермальных месторождениях, отстоящих гораздо дальше от материнских очагов, такие крупные авторитеты, как С. С. Смирнов и Ф. Н. Шахов, предполагают существование органической связи между трещинообразованием и остывающим интрузивным телом, то для пегматитовых пучков она тем более вероятна, поскольку пегматиты располагаются гораздо ближе к материнскому очагу и вообще гораздо теснее связаны с гранитами.

пучках новые трещины возникали на продолжении старых, в результате получается продольная зональность пучков, ориентированная по простиранию пучка жил (фиг. 53а).

Тектоника ответственна и за многие отклонения в пространственной зональности, а особенно за ее отсутствие в некоторых пегматитовых пучках. Вполне очевидно, что последовательное приоткрывание трещин по мере их удаления от материнского очага является идеальной схемой. К этой схеме в большей или меньшей степени приближается механизм трещинообразования в зональных пегматитовых пучках. Но даже в пучках с ярко выраженной зональностью всегда встречаются какие-нибудь отклонения от нее. Одна или несколько поздних жил вдруг оказываются на участке развития ранних пегматитов (см. фиг. 46, 47). Это объясняется тем, что в момент приоткрывания удаленных трещин приоткрывалась одна или несколько трещин вблизи очага, где основная разрядка тектонических напряжений путем массового трещинообразования уже прошла раньше.

Если возникновение и заполнение трещин в пространстве происходило без какой-либо закономерности, то естественно, никакой зональности в пределах пегматитовых пучков не будет.

Иногда наряду с приоткрыванием новых трещин происходит дорастание старых трещин по восстанию (падению или по простиранию), чем, например, можно было бы объяснить возникновение своеобразной зональности в пределах пегматитового пучка, представленного на фиг. 54.



Фиг. 53. Схема продольной (а), диагональной (б) и поперечной (в) зональности пегматитовых пучков

Пегматиты (1—4):

1 — альбит-сподуменовые,

2 — альбитовые,

3 — микроклин-альбитовые,

4 — микроклиновые и безрудные;

5 -- материнские граниты

На характер проявления зональности пегматитовых пучков может сильно влиять также глубина общего эрозионного среза. Поскольку пегматиты разных типов обычно залегают на различной глубине, то естественно ожидать, что при низком общем эрозионном срезе в пределах пегматитового пучка будут наблюдаться лишь микроклиновые пегматиты, располагающиеся ближе всех к магматическому очагу. При высоком общем эрозионном срезе, наоборот, в пределах пучка будут обнажены в основном альбит-сподуменовые пегматиты, наиболее далеко отходящие от магматического очага. Вполне понятно, что могут быть встречены и всевозможные промежуточные случаи.

Глубина эрозионного среза отдельных пегматитовых тел может еще более усложнить зональность пегматитовых пучков. Как мы уже отмечали выше, нередко в пределах единого пегматитового тела с глубиной наблюдается переход микроклинового типа в микроклин-альбитовый, в других жилах этот последний иногда переходит в альбитовый или альбит-сподуменовый тип. Поэтому соседние жилы пегматитов, которые в момент своего образования были полностью аналогичны друг другу по минеральному составу и внутреннему строению, могут показаться разнотипными на современной поверхности из-за разной относительной глубины их эрозионного среза.

Влияние эрозионного среза отдельных жил на зональность пегматитовых пучков может также сказываться следующим образом. Хорошо известно, что сподумен в микроклин-альбитовых пегматитах всегда приурочен к центральным частям жил и к их раздувам. Поэтому, если эрозионным срезом вскрыт раздув жил, она может уже на поверхности содержать сподумен, тогда как в случае вскрытия пережима жила на поверхности оказывается без сподумена.

В заключение отметим, что наряду с изменением структур и минерального состава жил по мере удаления от магматического очага в пегматитовых пучках происходит закономерное изменение формы и размеров пегматитовых тел.

Не вдаваясь в детали и объяснения целого ряда отклонений, укажем на одну весьма любопытную тенденцию, заключающуюся в том, что по мере удаления от материнского очага пегматитовые жилы стремятся к уменьшению относительной мощности. Как уже отмечалось ранее (Солодов, 1961, 1962в), отношение длины к максимальной мощности в микроклиновых пегматитах обычно составляет 5—7, в микроклин-альбитовых пегматитах — 10—20, в альбитовых — 20—50, а в аль-



Фиг. 54. Схема геологического строения пегматитового пучка с зональным расположением микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов

- Пегматиты (1—4):
- 1 — альбитовые со сподуменом, бериллом и танталит-колумбитом,
 - 2 — альбитовые с бериллом и танталит-колумбитом,
 - 3 — микроклин-альбитовые со сподуменом, лепидолитом, бериллом и танталитом,
 - 4 — микроклин-альбитовые с бериллом и танталит-колумбитом;
 - 5 — среднезернистые биотитовые граниты;
 - 6 — роговообманковое габбро;
 - 7 — тектонические нарушения

бит-сподуменовых достигает 50—100. Иначе говоря, с удалением от материнского очага форма пегматитовых тел имеет тенденцию к переходу от линз и линзовидных жил к типичным и пластинчатым жилам. Эта эволюция формы пегматитовых тел находит свое объяснение в постепенном уменьшении вязкости и, следовательно, «проницающей» способности от ранних к поздним пульсациям. Ранние, существенно калиевые порции пегматитовых расплавов-растворов по своей консистенции еще не сильно отличаются от первоначальной магмы, поэтому они не могут проникать в тонкие и протяженные полости, тогда как поздние низкотемпературные, существенно натриевые или натриево-литиевые расплавы-растворы обладают очень низкой вязкостью и большой проницающей способностью, благодаря чему они могут внедряться в очень длинные и относительно маломощные трещины. Особенно велика проницающая способность у натриево-литиевых расплавов-растворов, так как альбит-сподуменовые пегматиты мощностью всего 0,5—1 м, иногда прослеживаются на 1—2 км.

Распределение редкометальной минерализации в пределах пегматитовых пучков. Пространственная зональность в пределах пегматитовых пучков проявляется не только в последовательной смене главных породобразующих минералов. Одновременно с этим происходят и соответствующие изменения в редкометальной минерализации.

Берилл является «проходящим» минералом, поскольку встречается во всех восьми группах жильных образований. Однако его количество в разных типах жил резко неодинаково. Максимального содержания (до 1—2%) берилл достигает в альбитовых пегматитах, тогда как в направлении к безрудным пегматитам и в сторону кварцевых жил его количество уменьшается до сотых долей процента и меньше (см. фиг. 51).

Содержание литиевых минералов в сумме возрастает от микроклиновых к альбит-сподуменовым пегматитам. Наибольший диапазон распространения имеет трифилин-литиофилит, который встречается даже в очень бедных литием микроклиновых и микроклин-альбитовых пегматитах без сподумена, а максимального содержания достигает в альбитовых пегматитах. Количество сподумена закономерно возрастает по мере перехода от микроклин-альбитовых пегматитов со сподуменом, где его количество редко превышает 5—7% от всего объема жилы, к альбит-сподуменовым пегматитам, содержащим до 25% этого минерала. В кварцевых жилах сподумен отсутствует. Амблигонит-монтебразит встречается в тех же жилах пегматитов, что и сподумен, но максимальным распространением он пользуется в микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитах со сподуменом. Лепидолит развит в нормальном случае только в микроклин-альбитовых пегматитах со сподуменом.

Минералы, богатые цезием (лепидолит, воробьевит), а также собственный цезиевый минерал — поллуцит распространены только в микроклин-альбитовых пегматитах со сподуменом.

Из тантало-ниобатов наибольшим диапазоном распространения пользуется колумбит, который известен во всех редкометальных типах пегматитов. В небольших количествах он встречается даже в безрудных пегматитах и кварцевых жилах. Танталит же самой высокой концентрации достигает в микроклин-альбитовых пегматитах со сподуменом, откуда в обе стороны его содержание падает практически до нуля в микроклиновых и альбит-сподуменовых пегматитах. Диапазон распространения ильменорутила, видимо, аналогичен колумбиту. Иногда довольно высокие концентрации стрюверита обнаруживаются в микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитах. Такие танталаты, как микролит, стибистанталит и симпсонит, наиболее характерны лишь для микроклин-альбитовых пегматитов со сподуменом.

Содержание касситерита довольно закономерно возрастает от микроклин-альбитовых пегматитов без сподумена, где он впервые появляется в виде редких кристаллов, к кварцевым жилам, в которых его количество достигает 0,1% и более.

Таким образом, нет единого максимума редкометальной минерализации, общего для всех редких элементов сразу. Каждый редкий элемент в пределах пучка имеет свою кривую распределения. Хотя в целом повышенное содержание редкометальных минералов обычно отмечается в средних жилах пегматитового «пучка» или вблизи висячего бока «свиты» жилы, надо иметь в виду, что в конкретных случаях наиболее богатые жилы могут быть встречены в любом месте разреза из-за выпадения тех или иных типов пегматитов из данного пегматитового пучка. Поэтому при поисковых работах в конкретных случаях надо ориентироваться не только относительно положения материнских гранитов и соответственно к лежащему боку «свиты» жил. Наоборот, если например, обнаружены альбит-сподуменовые жилы, то поиски жил, богатых цезием или танталом, надо направлять в сторону материнских гранитов и соответственно лежащему боку «свиты» жил. Наоборот, если обнаружены, скажем, микроклиновые или микроклин-альбитовые жилы, то появление богатых литием альбит-сподуменовых пегматитов следует ожидать выше найденных пегматитов и на еще большем удалении от материнских гранитов.

Изучение зональности в пределах пегматитовых пучков является одним из наиболее простых и действенных методов поисков редкометальных месторождений. Особенно результативным этот метод может оказаться в сочетании с геофизическими методами, при помощи которых можно оконтуривать на глубине поверхность материнского интрузива, поскольку пегматиты обычно не заходят дальше 1—1,5 км внутрь массива и 1,5—2,5 км во внешнюю сторону (перпендикулярно к поверхности интрузива). Зная положение контакта интрузива на глубине, особенно положение его отдельных куполов, можно достаточно обоснованно очерчивать участки, перспективные на нахождение слепых пегматитовых тел или жил, не выходящих на дневную поверхность. Эта задача значительно облегчается тем, что пегматитовые пучки обычно занимают площадь не более нескольких квадратных километров, поэтому создается возможность при анализе конкретной геологической обстановки прогнозировать участки вероятного нахождения определенных типов пегматитов с точностью до 200—500 м.

Зональность пегматитовых полей, поясов и провинций

Площадь пегматитовых полей обычно исчисляется десятками квадратных километров, а иногда превышает 100 км². Форма их в плане неправильная, часто удлинённая. Причем протяженность поля по наибольшему удлинению, как правило, всего в несколько раз больше протяженности в перпендикулярном направлении, а когда поля приурочены к зонам разломов, это отношение достигает 10—15.

Пегматитовые поля состоят из нескольких или даже многих пегматитовых пучков, которые и определяют возникновение зональности в пределах поля. Пучки, один относительно другого, могут располагаться как по простиранию своих жил, так и вкрест их простирания или без видимой закономерности. Относительное расположение пегматитовых пучков в пространстве определяется главным образом тремя причинами: во-первых, пространственным размещением магматических очагов в пределах интрузива, что в свою очередь зависит от его формы в плане и рельефа его кровли; во-вторых, ориентировкой рудоподводящих

структур и степени их проработанности; в-третьих, характером развития рудолокализирующих (пегматитолокализирующих) трещин.

Расстояние между соседними пучками в отдельных случаях измеряются 5—7 км, причем жилы между ними практически совсем отсутствуют. В других случаях пегматитовые пучки почти без перерыва могут переходить один в другой как по простиранию составляющих их жил, так и вкрест простирания.

В пределах конкретных пегматитовых пучков обычно в силу тех или иных причин, охарактеризованных в предыдущем разделе, развиты не все типы пегматитов, а лишь некоторая часть их. Например, в одном пегматитовом пучке распространены лишь безрудные и микроклиновые пегматиты, в другом — наряду с этими пегматитами появляются микроклин-альбитовые, в третьем преимущественное развитие имеют альбитовые, либо альбит-сподуменовые пегматиты и т. д.

Если пегматитовые пучки сопоставить между собой по развитому в их пределах наиболее позднему типу пегматитов, то нередко и на территории пегматитового поля можно наблюдать довольно отчетливую зональность. При этом можно различать продольную и поперечную зональности пегматитового поля в зависимости от того, как в его пределах располагаются пегматитовые пучки — по простиранию или вкрест простирания поля.

Чаще наблюдается продольная зональность пегматитового поля, реже поперечная или смешанная продольно-поперечная сразу в обоих направлениях. Следует отметить, что направление зональности пегматитовых пучков может совпадать и не совпадать с направлением зональности пегматитового поля. Например, продольная зональность пегматитового поля сочетается с поперечной и диагональной зональностью пегматитовых пучков (см. фиг. 45) или только с продольными пучками и т. д.

Рассмотрим несколько конкретных примеров зональности пегматитовых полей, изученных автором в разное время.

На фиг. 55 представлено одно из пегматитовых полей СССР, в пределах которого наблюдается поперечная зональность. В структурно-геологическом отношении оно представляет собой полосу пород сложного состава (сланцы, гнейсы, ортоамфиболиты), зажатую в древних плагиогранитах. Последние прорваны мелкими штоками плагио-микроклиновых гранитов, с которыми генетически увязываются редкометалльные пегматиты поля. Метаморфические породы собраны в синклинальную складку северо-западного простирания. Длина поля составляет 15 км, ширина около 6 км.

В пределах поля обнаружены выходы свыше 200 пегматитовых тел, приуроченных главным образом к метаморфическим породам, реже к плагиогранитам. Основная масса пегматитов представлена безрудными кварц-полевошпатовыми жилами гранитной структуры; в небольшом количестве присутствуют микроклин-альбитовые и альбитовые пегматиты.

В расположении этих трех типов пегматитов на площади поля и относительно материнских гранитов наблюдается довольно четкая закономерность. Безрудные пегматиты большей частью располагаются среди плагиогранитов и по периферии полосы метаморфических пород, находясь ближе других типов к материнским гранитам.

Микроклин-альбитовые пегматиты со сподуменом, лепидолитом, танталатами, поллуцитом и бериллом приурочены только к полосе метаморфических пород и притом к самой ее периферии как с северо-восточной, так и юго-западной стороны. От ближайших выходов материнских плагио-микроклиновых гранитов они отстоят на расстоянии не более 1,5—2 км. Угол падения их составляет 15—30° в направлении к центру полосы метаморфических пород, т. е. к оси синклинальной

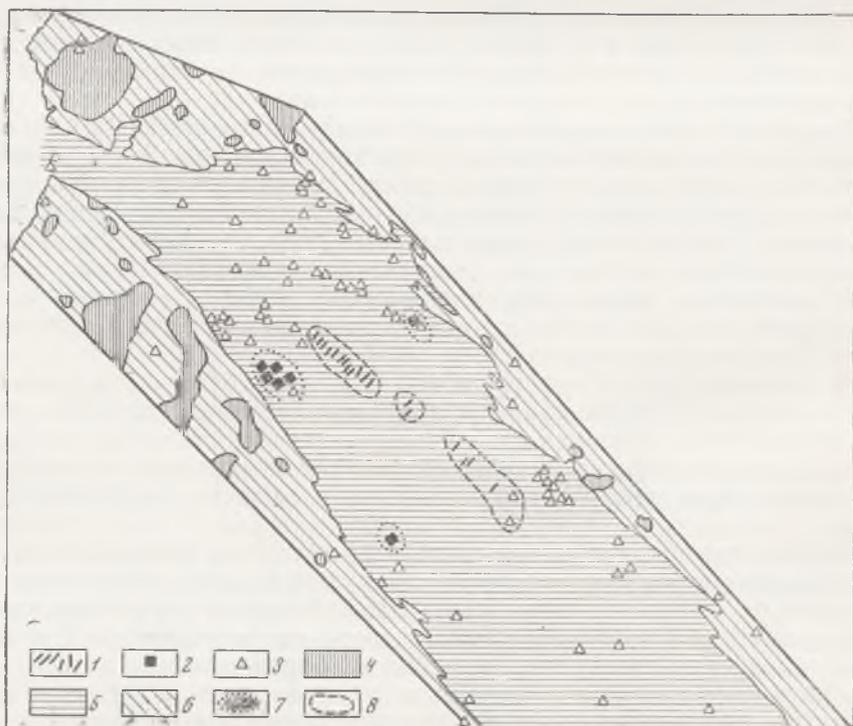
складки и в противоположную сторону от ближайших выходов материнских гранитов.

Альбитовые пегматиты со сподуменом, бериллом и танталит-колумбитом располагаются в самом центре полосы метаморфических пород. Они обладают умеренными и крутыми углами падения при простирании, перпендикулярном оси синклинали складки. От ближайших выходов материнских гранитов альбитовые пегматиты отстоят на расстоянии 3—4 км.

Таким образом, на площади пегматитового поля развито несколько пегматитовых пучков. Поперечная зональность пегматитового поля в данном случае образуется благодаря тому, что пегматитовый пучок, сложенный альбитовыми пегматитами, отстоит дальше всех от материнских гранитов, пучки безрудных пегматитов находятся ближе всего к гранитам, а пучки микроклин-альбитовых пегматитов занимают промежуточное положение. Зональность в пределах поля несколько затушевают безрудные пегматиты, которые не только образуют самостоятельные пучки, но и встречаются в пучках, состоящих в основном из альбитовых или микроклин-альбитовых пегматитов.

На фиг. 56 изображена схема продольной зональности одного из пегматитовых полей Восточного Афганистана.

Поле длиной 12 км и шириной 3—4 км приурочено к северо-восточному флангу массива амфибол-биотитовых диоритов. Выходы материнских гранитов располагаются к северу и северо-востоку от пегматитового поля. В пределах поля прослежено несколько сотен пегматитовых



Фиг. 55. Поперечная зональность одного из пегматитовых полей СССР (по материалам В. П. Зуевой)

Пегматиты (1—3): 1 — альбитовые, 2 — микроклин-альбитовые, 3 — безрудные гранитной структуры; 4 — микроклиновые граниты (материнские для пегматитов); 5 — осадочно-метаморфические породы; 6 — олигоклазовые граниты; 7 — контуры пучков альбитовых пегматитов; 8 — то же, микроклин-альбитовых пегматитов



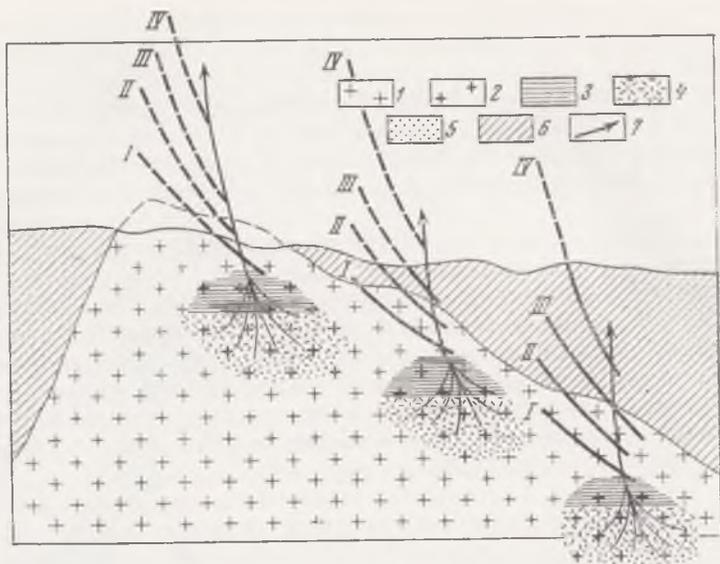
Фиг. 56. Схема продольной зональности Дараепичского пегматитового поля, Восточный Афганистан (по материалам С. Л. Шваркова)

Пегматиты (1—4): 1 — альбит-сподуменовые, 2 — альбитовые, 3 — микроклин-альбитовые, 4 — микроклин и безрудные; 5 — двуслюдяные материнские граниты; 6 — биотитовые граниты; 7 — биотит-амфиболовые диориты; 8 — гнейсы; 9 — мраморизованные известняки; 10 — сланцы

тел, имеющих в основном пологое ($10\text{--}40^\circ$) падение в западные румбы и образующих ряд пучков.

Продольная зональность поля образуется благодаря тому, что по его простиранию в направлении с северо-запада на юго-восток два пучка безрудных пегматитов сменяются пучком, в котором наряду с безрудными развиты микроклин-альбитовые пегматиты. Этот в свою очередь почти без перерыва переходит в пучок с полным набором типов пегматитов. И на самом юго-восточном фланге поля располагается пучок, представленный микроклин-альбитовыми, альбитовыми и плохо выраженными альбит-сподуменовыми пегматитами. В данном случае продольная зональность пегматитового поля сочетается с поперечной зональностью пегматитовых пучков.

Причины образования зональности пегматитовых полей могут быть первичными, если ее возникновение было обусловлено соответствующим изначальным различием пегматитовых пучков по набору составляющих их типов пегматитов. Зональность пегматитового поля может иметь и вторичный характер, будучи обусловленной главным образом глубиной эрозионного среза, т. е. все пегматитовые пучки данного поля первоначально были одинаковы по набору составляющих их типов пегматитов, но из-за неодинакового уровня их эрозии в них сохранились различные



Фиг. 57. Схема образования зональности пегматитовых пучков и пегматитовых полей

Пегматиты: I — микроклиновые, II — микроклин-альбитовые, III — альбитовые, IV — альбит-сподуменовые:

1 — материнские граниты; 2 — пегматитовый очаг; расплавы (3—5): 3 — существенно кремнеальбитовый, 4 — существенно кремнесподуменовый; 5 — существенно кремнеальбитовый; 6 — породы кровли гранитного массива; 7 — рудоподводящие трещины

типы, в результате чего также возникает зональность пегматитового поля (фиг. 57).

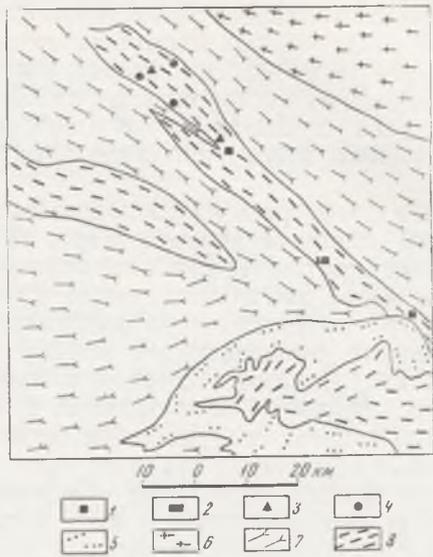
Нетрудно видеть, что как первичные, так и вторичные причины возникновения зональности в пределах пегматитового поля носят в значительной мере случайный характер и зависят в свою очередь от благоприятного сочетания целого ряда других факторов (формы и размера интрузива, характера тектонической обстановки становления гранитов, пространственного расположения рудоподводящих и рудолокализирующих структур, глубины эрозионного среза), поэтому зональность пегматитовых полей имеет гораздо менее строгое и закономерное проявление да и встречается гораздо реже по сравнению с зональностью пегматитовых пучков.

Еще реже обнаруживается зональность пегматитовых поясов. Они состоят из двух или нескольких пегматитовых полей, приуроченных к какому-либо протяженному линеamentу региональной структуры. Длина пегматитовых поясов достигает нескольких сотен километров. Возникновение зональности поясов определяется в общем теми же причинами, что и формирование зональности полей. Наряду с этим здесь сильно сказываются различия в эрозионном срезе отдельных интрузивов, а также большое разнообразие геолого-структурной обстановки формирования разных участков пояса ввиду его значительной протяженности.

В качестве примера зональности пегматитового пояса можно привести один из пегматитовых поясов СССР (фиг. 58). Он состоит из трех пегматитовых полей, прослеживающихся в пределах узкой полосы метаморфических пород северо-западного простирания. Самое северо-западное пегматитовое поле объединяет в себе три месторождения микроклин-альбитовых и одно месторождение альбитовых пегматитов. В 20 км от него к юго-востоку расположено другое пегматитовое поле,

Фиг. 58. Зональность в пределах одного из пегматитовых поясов СССР

- Пегматиты (1—4):
 1 — альбит-сподуменовые,
 2 — с убогим сподуменом,
 3 — альбитовые,
 4 — микроклин-альбитовые;
 5 — щелочные граниты;
 6 — порфиривидные и слабо огневоснованные микроклинитовые граниты;
 7 — плагноклазовые гнейсо-граниты с мелкими штоками плагно-микроклинитовых гранитов — материнских для пегматитов;
 8 — осадочно-метаморфические породы с прослоями ортоамфиболитов



в пределах которого прослежено два месторождения: одно альбитовых и одно альбит-сподуменовых пегматитов. На самом юго-восточном фланге пояса пегматитовое поле включает в себе месторождение альбит-сподуменовых пегматитов и рудопроявление пегматитов со сподуменом (вероятно, корни также альбит-сподуменовых пегматитов). Таким образом, в целом в направлении с северо-запада на юго-восток на площади данного пояса происходит последовательная смена месторождений микроклин-альбитовых пегматитов альбитовыми и затем альбит-сподуменовыми.

Зональность в расположении разнотипных пегматитов довольно часто можно наблюдать и в пределах целых провинций, обычно состоящих из двух или нескольких поясов. Так, например, в одной из пегматитовых провинций Европейской части СССР известно два пояса северо-западного простирания, кулисообразно заходящих один за другой. В первом поясе все пегматиты в основном представлены безрудными кварц-полевошпатовыми пегматитами гранитной структуры, реже микроклин-альбитовыми пегматитами, но без литиевой минерализации. Для второго пояса наряду с безрудными пегматитами чрезвычайно характерны разнообразные литийсодержащие пегматиты микроклин-альбитового, альбитового и альбит-сподуменового типов.

Зональность наблюдается и в пределах таких пегматитовых провинций, как Урал, Монгольский Алтай, Восточное Забайкалье, Северное Прибайкалье — р. Мама и др.

Возникновение зональности в пределах пегматитовых провинций прежде всего определяется геохимической специализацией различных поясов и, следовательно, в первую очередь тех интрузий, которые порождают пегматиты этих поясов.

Зональность в пределах земного шара

Разные типы пегматитов на площади земного шара распространены далеко не равномерно, что вполне понятно, и на этом можно было бы не останавливаться, если бы не бросалась в глаза одна весьма любопытная закономерность. Альбит-сподуменовые пегматиты, являющиеся одним из важнейших типов, практически совсем неизвестны в

Австралии, Южной Америке и почти на всей территории Африки (за исключением Мали и Сенегала). Короче говоря, в южном полушарии альбит-сподуменовые пегматиты пока совершенно неизвестны. В Азии и Европе за рубежом к настоящему времени обнаружено всего лишь два небольших месторождения альбит-сподуменовых пегматитов: Лялин в Испании и Дарай-Пич в Восточном Афганистане, а главные месторождения этого типа находятся в Северной Америке — Канаде и США.

Если посмотреть на распределение альбит-сподуменовых пегматитов на всей площади земного шара, то бросается в глаза, что основная масса их (притом все наиболее крупные) лежит выше 40° с. ш.

Не менее любопытно, что хотя микроклиновые пегматиты практически встречаются почти во всех пегматитовых провинциях мира, самостоятельное промышленное значение они имеют только в Бразилии, Аргентине, Боливии, Китае, в меньшей мере в Индии, Афганистане и на юге Африки¹. Таким образом, в противоположность самому позднему типу (альбит-сподуменовым пегматитам) самый ранний тип (микроклиновые пегматиты) образует более или менее крупные месторождения лишь в южном полушарии и в меньшей степени между экватором и 40° с. ш. Эти два крайних типа весьма отчетливо избегают друг друга. И хотя отдельные микроклиновые пегматиты встречаются и севернее 40° с. ш., т. е. в главных поясах распространения альбит-сподуменовых пегматитов, крупных тел их здесь совершенно неизвестно.

В этой связи нелишне вспомнить, что и в пегматитовых пучках (и даже пегматитовых полях и поясах) альбит-сподуменовые пегматиты никогда не сопровождаются настоящими микроклиновыми пегматитами, а если последние и присутствуют, то они скорее представляют собой безрудные пегматиты существенно микроклинового состава. Да и сами альбит-сподуменовые пегматиты в этом случае несут в себе черты недоразвитости, например, один из пегматитовых пучков Казахстана и месторождение Дарай-Пич в Восточном Афганистане (см. фиг. 48, 49).

Хотя взаимное исключение микроклиновых и альбит-сподуменовых пегматитов пока не может найти себе удачного объяснения, тем не менее эта эмпирическая закономерность может использоваться как своего рода поисковый признак. При широком развитии бериллоносных микроклиновых пегматитов маловероятно обнаружение альбит-сподуменовых пегматитов, и наоборот.

Что касается промежуточных по температуре и положению в эволюционном ряду типов пегматитов (микроклин-альбитовых и альбитовых), то они известны на всех материках. Но особенно крупных размеров месторождения микроклин-альбитовых пегматитов выявлены в Африке и Канаде.

Мы считаем необходимым выразить сожаление по поводу того, что если зональность пегматитовых пучков и в меньшей мере пегматитовых полей нам близка и до известной степени понятна, то зональность пегматитовых поясов, провинций, а тем более глобальная зональность выходит далеко за рамки обычного круга проводившихся нами исследований, и потому настоящее познание причин ее возникновения нам пока недоступно. Эмпирически существование такой зональности несомненно, поэтому нам хотелось бы привлечь внимание других исследователей самого различного и широкого профиля с целью удовлетворительного ее объяснения.

¹ Следует, однако, иметь в виду, что по запасам редких элементов (в основном бериллия) трудно составить точное представление о распространении этого типа пегматитов, поскольку он характеризуется самым низким содержанием полезных минералов и самыми мелкими размерами жил.

По К. А. Власову (1943), наиболее благоприятной формой для возникновения сильно дифференцированных, а следовательно, и промышленно ценных пегматитовых тел является форма штока и линзы, затем форма жилы с раздувами и пережимами, на самом последнем месте стоит форма пластинчатой жилы с грубо параллельными боками. Это наблюдение вполне справедливо, но при условии, если сравнивать между собой пегматиты одного типа, так как каждому типу пегматитов свойственно свое предельно возможное количество зон и характерна определенная форма пегматитовых тел (см. главу I). Следует также иметь в виду, что хотя форма неправильных и пластинчатых жил и малоблагоприятна, однако в большинстве случаев пегматиты разрабатываемых промышленных месторождений характеризуются именно такой морфологией. Более того, такой важный промышленный тип месторождений, как альбит-сподуменовые пегматиты, всегда характеризуется формой пластинчатых жил.

Поэтому в целом оценка пегматитов не сильно зависит от их формы, что вполне понятно, так как у подавляющего большинства пегматитовых тел форма варьирует в сравнительно узких пределах — от идеальных линз до пластинчатых жил; штоки интродуцированных пегматитов крайне редки. Однако бывают случаи, когда пегматиты обладают очень неправильной, своего рода штокверковой формой с частыми апофизами, ветвлением и изменчивыми элементами залегания. В таком случае форма жил может оказать решающее отрицательное влияние при их оценке. Особо необходимо подчеркнуть недопустимость использования при оценке ветвящихся жил так называемой «прессованной» мощности (особенно когда раздельная выемка пегматита и вмещающих пород невозможна).

Влияние размеров пегматитовых тел на оценку жил каких-либо появлений не требует. Естественно, что при прочих равных условиях чем больше размеры жилы, тем больше ожидаемые в ней запасы руды, а следовательно, и полезных компонентов. Здесь важно отметить лишь следующий момент. Глубокой разведкой многих жил совершенно определенно устанавливается, что пегматитовые тела очень часто имеют гораздо большую протяженность по падению, чем по простиранию. Особенно это отчетливо установлено для коротких жил. Практика показывает, что жилы длиной до 100—200 м прослеживаются на глубину 200—300 м, а у более длинных пегматитовых тел даже при разбуривании до глубины свыше 500 м выклинивания не устанавливается. Некоторые альбит-сподуменовые пегматиты прослежены бурением или по естественным обнажениям на 700—1000 м по падению жил. При этом мощность тел и характер оруденения в них не претерпевают существенных изменений. Поэтому распространение перспективных запасов по падению на $\frac{1}{4}$ длины жилы в виде полотна или наполовину длины в виде треугольника, как это предусматривается правилом Гувера, следует считать излишне осторожным. Этот метод оправдан только применительно к микроклиновым пегматитам.

Элементы залегания жил также должны учитываться при их оценке. Пологий угол падения способствует большей дифференциации жил и повышению отчетливости их зонального строения, так как в этом случае действие кристаллизационной дифференциации усиливается проявлением силы тяжести (особенно гравитационным расслоением) и эманиционного фактора. Пологий угол падения жил способствует также выдержанному поведению зон и редкометальной минерализации на глубину, что объясняется более равномерным распределением разнообра-

ных минерализаторов, в том числе и соединений редких элементов по падению пологопадающих тел. Крутопадающие тела обладают значительно большей изменчивостью как внутреннего строения, так и распределения редких элементов по падению жил.

Непостоянство угла падения отчетливо зональных жил приводит к образованию в них пережимов и куполов, где зачастую возникают высокие концентрации различных редкометалльных минералов, особенно гигантских кристаллов рудоразборного берилла, скоплений поллуцита и т. п. С другой стороны, резкая изменчивость угла падения и простираения может обусловить такую сложную морфологию жил, что это отрицательно скажется на их оценке.

Внутрирудная тектоника

В. Д. Никитин (1952, 1955, 1957) и некоторые другие исследователи рассматривают сильное проявление внутрирудной тектоники в качестве одного из положительных факторов, способствующих или даже предопределяющих появление редкометальной минерализации. Это представление основано на предположении, что редкометальная минерализация привносится из магматического очага в уже полностью затвердевшие пегматиты; следовательно, чем больше они разбиты трещинами, тем легче проникновение в них редкометаллоносных растворов и, значит, тем богаче будет оруденение. Для других генетических типов месторождений такое предположение возможно и справедливо, но для пегматитов оно по сути дела пока ничем не подтверждается. Метасоматический же генезис редкометальных минералов, на что ссылаются В. Д. Никитин и другие исследователи, как мы уже отмечали выше, гораздо проще объяснить автометасоматозом. Точно так же и всевозможные струйки и цепочки в распределении редкометальных минералов скорее всего объясняются привнесом соответствующих компонентов не из магматического очага, а из центральных частей жилы или соседних раздувов, или любых других участков ее, где пегматитовый расплав еще не до конца затвердел.

Нельзя также не отметить, что, например, пегматиты альбит-сподуменового типа, как это справедливо подчеркивалось еще А. И. Гинзбургом (1950, 1952), характеризуются исключительно беспокойной тектонической обстановкой формирования, и тем не менее они всегда сильно обеднены такими редкими элементами, как цезий, рубидий, тантал, бериллий. Единственно литий здесь достигает максимальной концентрации, но это — результат не внутрирудной тектоники, а общей эволюции пегматитового процесса, приводящей к обогащению этим элементом самого позднего типа. С другой стороны, хорошо известно, что альбитовые и микроклин-альбитовые пегматиты отличаются гораздо более спокойными тектоническими условиями формирования по сравнению с альбит-сподуменовыми, и тем не менее по содержанию редких элементов они занимают первое место.

Как было показано ранее (Солодов, 1958—1962а — в, 1965а,б), имеется целый ряд зачастую однозначных геологических, геохимических и структурно-генетических свидетельств, указывающих на то, что в большинстве случаев редкие элементы с самого начала содержались в исходном расплаве. В связи с этим сильное проявление внутрирудной тектоники должно вредно сказаться на концентрации редких элементов в определенных участках жил, так как те редкие элементы, которые в процессе становления жилы накопились в каких-то ее частях, под воздействием внутрирудной тектоники могут быть снова выдавлены в любые другие части тела; тем самым они распределятся по всему пегма-

титу, что сведет на нет всю работу кристаллизационной дифференциации и гравитационного расслоения.

Иначе говоря, внутрирудная тектоника нарушает зональность пегматитовых тел и, следовательно, затрудняет накапливание редких элементов в определенных зонах, рассредоточивая редкометалльные минералы по всему объему пегматитового тела.

К мысли о вредном влиянии внутрирудной тектоники пришел также И. Б. Недумов (1961, 1962), справедливо указывавший, в частности, на возможность отщепления и выноса ряда редких элементов в составе летучих соединений даже за пределы пегматитовых тел.

Внутрирудная тектоника далеко не одинаково влияет на возникновение промышленного оруденения различных редких элементов. Наблюдается прямая зависимость от диапазона их распространения по мощности жил. Чем больше диапазон распространения элемента, т. е. чем в большем количестве зон он может образовывать высокие концентрации, тем менее вредно сказывается влияние внутрирудной тектоники на появление промышленного оруденения данного вида. Поэтому можно наметить такой последовательный ряд увеличения вредного влияния внутрирудной тектоники на возникновение промышленного оруденения редких элементов: ниобий→тантал→бериллий→литий→цезий.

Точно так же при высокой исходной концентрации элемента отрицательное влияние внутрирудной тектоники менее заметно. Например, в альбит-сподуменовых пегматитах, всегда богатых литием, сильное проявление внутрирудной тектоники не может очень вредно отразиться на качестве литиевого оруденения, тогда как в относительно бедных литием микроклин-альбитовых пегматитах внутрирудная тектоника может сыграть решающую роль в появлении промышленного литиевого оруденения. Еще более ярким примером может служить цезиевое оруденение. При незначительной исходной концентрации цезия (первые сотые доли процента и менее) в пегматитовом расплаве поллуцит может образоваться только в центре жил, хорошо зональных, сформировавшихся в спокойной обстановке. При высокой же исходной концентрации цезия (0,5% и более) даже беспокойная тектоническая обстановка формирования жил «не в силах помешать» возникновению в них поллуцита, хотя в этом случае цезиевое оруденение, будучи распределенным по всему объему пегматитового тела, значительно понижает свое качество из-за отсутствия крупных скоплений поллуцита.

ТЕКСТУРНЫЕ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

Как уже было показано ранее (Солодов, 1961, 1962 б, в) и вкратце повторено в главе II, каждому типу пегматитов свойственна своя парагенетическая серия зон. Хотя некоторые зоны встречаются в двух или даже трех типах, часть из них является своего рода типоморфной (см. табл. 2).

Установленные парагенетические серии зон и закономерности пространственного положения их в пегматитовых телах с успехом могут быть использованы при оценке пегматитов. Во-первых, по парагенетической серии зон наиболее легко и точно устанавливается парагенетический тип пегматита. Во-вторых, при выявлении одних зон парагенетической серии можно ставить целенаправленные работы по обнаружению в определенных местах пегматитового тела других, в частности рудоносных, зон.

Кроме того, в результате изучения зональности могут быть решены даже такие вопросы, как определение элементов залегания жил и т. п. Например, если на поверхности в микроклиновом пегматите с одной стороны его присутствует зона гранит-пегматита, а с другой — пегматоидная кварц-микроклиновая, то данное тело падает в сторону последней. Точно так же, если в альбитовом пегматите, с одной стороны, прослеживается апографическая кварц-альбитовая зона или зона сахаровидного альбита, а с другой, на контакте располагается зона клеветландита, то жила в целом падает в сторону последней. Аналогичные примеры можно привести и для других типов пегматитов. Надо сказать, что данное наблюдение не такое уж малоценное, как это может показаться на первый взгляд. В габбро и амфиболитах, да и некоторых других породах, контакт пегматита имеет иногда столь сложную конфигурацию (ломаная линия), что замеренные в канавах элементы залегания жилы не имеют ничего общего с истинным падением. Правильно же определить направление падения важно для выбора места заложения разведочных выработок (скважин).

Существенным оценочным критерием является степень дифференциации пегматитовых тел. Как неоднократно указывал К. А. Власов (1946, 1952, 1956а, б), при прочих равных условиях в сильнодифференцированных пегматитах обнаружение богатых концентраций редких элементов более вероятно. Это положение справедливо при сравнении между собой жил одного типа, поскольку, например, пегматиты альбит-сподуменового типа всегда плохо дифференцированы. В пределах одного и того же парагенетического типа пегматитов более хорошо дифференцированные жилы обычно заметно богаче редкими элементами (разумеется, если сравнивать пегматиты одного поля, так как первичное обогащение расплава тем или иным элементом из-за геохимических особенностей провинции может свести на нет все преимущества в степени дифференциации).

Степень дифференциации жил в различной мере сказывается на появлении промышленного оруденения разных элементов. Особенно сильно она влияет на появление цезиевого оруденения в виде самостоятельного минерала поллуцита. Последний, как уже не раз отмечалось (А. И. Гинзбург, 1950; Власов, 1952; Дымков, 1953), в больших количествах образуется лишь в сильно дифференцированных пегматитах и, как правило, в их центральных частях. Это объясняется тем, что только в результате многократного обогащения в процессе кристаллизационной дифференциации пегматитового расплава цезий достигает на ко-

нечных стадиях такой концентрации, которая необходима для образования собственного минерала.

При небольшой концентрации в пегматитовом расплаве лития степень дифференциации сильно сказывается и на появлении промышленного литиевого оруденения, ибо только в хорошо дифференцированных жилах образуется самостоятельная кварц-клевеландит-сподуменовая зона, которая в случае больших размеров жилы может явиться источником добычи сподумена, особенно попутно с другими полезными минералами. В противном случае при плохой дифференциации пегматитового тела кварц-клевеландит-сподуменый комплекс распределяется по всему объему жилы в виде небольших неправильных участков и литиевое оруденение не достигает требуемых промышленностью кондиций.

В меньшей мере степень дифференциации влияет на возникновение промышленного бериллиевого оруденения. Лишь в микроклиновых пегматитах, всегда бедных бериллием, значительные скопления крупнокристаллического бериллия могут появиться только в отчетливо зональных пегматитах с хорошо выраженной блоковой зоной. В более богатых бериллием типах микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов высокая степень дифференциации способствует возникновению промышленного оруденения, поскольку берилл строго приурочен к определенным зонам (см. табл. 2), но этот фактор здесь уже не такой определяющий, как в микроклиновых пегматитах.

Менее всего степень дифференциации сказывается на возникновении промышленного тантало-ниобиевого оруденения. Поскольку эти элементы развиты во всех зонах, за исключением существенно микроклиновых (см. табл. 2), то отсутствие отчетливой зональности, в результате чего тантало-ниобаты распределяются по всему объему пегматитового тела, не сильно увеличивает разницу между средним содержанием тантала и ниобия в жиле по сравнению с их содержанием в рудных зонах. Однако высокая степень дифференциации способствует пространственному отделению существенно танталового оруденения, накапливающегося в центральных зонах жил, от существенно ниобиевого, характерного для внешних зон, что весьма важно для создания практической возможности получения высококондиционных танталовых концентратов.

Таким образом, влияние степени дифференциации жил на появление в них промышленного редкометального оруденения уменьшается в направлении от цезия к литию, бериллию, танталу и ниобию, т. е. по мере увеличения диапазона распространения этих элементов по мощности пегматитовых тел (см. табл. 2). Чем шире диапазон распространения элементов в пределах пегматитовых тел, т. е. чем в большем количестве зон распространен редкий элемент и чем больше его исходная концентрация в пегматитовом расплаве-растворе, тем меньше сказывается степень дифференциации жил на возникновении промышленного редкометального оруденения.

В конце концов количество зон в рядом расположенных пегматитах может быть одинаковым, но промышленное значение этих жил будет различно, поскольку они слагаются различными зонами. Характер (вид) рудных зон — один из определяющих критериев оценки. Тип пегматита может быть очень перспективным (например, микроклин-альбитовый), но если в нем одни рудные зоны отсутствуют, а другие развиты слабо, то жила все равно не будет иметь никакого практического значения.

Опыт детального изучения пегматитов показывает, что каждая зона обладает весьма устойчивым парагенезисом редких элементов, что особенно наглядно прослеживается по редкометальным минералам. Так, зона мелкопластинчатого альбита всегда в значительном количестве со-

держит поллуцит, лепидолит, воровебит, танталит, симпсонит, микролит, розовый сподумен, касситерит, тогда как в зоне мелкозернистого альбита из редкометалльных минералов по существу развиты только берилл и колумбит, а в зоне сахаровидного альбита практически даже один колумбит. В кварц-мусковитовой зоне широко представлен берилл, колумбит, иногда висмутовые минералы и касситерит, в то время как в зоне чешуйчатого мусковита по сути дела находятся одни танталаты, а в зоне крупнолистоватого мусковита вообще не встречено сколько-нибудь заметного скопления редкометалльных минералов. Точно так же, если с блоковым микроклином I всегда парагенетически тесно связан крупнопризматический берилл, то в парагенезисе с блоковым микроклином II какие-либо редкометалльные минералы неизвестны.

Более того, опыт детальной разведки и разработки многих жил показывает, что одна и та же зона в одинаково хорошо развитых пегматитах данной провинции обладает не только устойчивым парагенезисом редких элементов, но и близкими их содержаниями. Так, например, по одному из изученных нами пегматитовых поясов в блоковой кварц-микроклиновой зоне многих десятков микроклиновых пегматитов содержание берилла колебалось от 0,2 до 0,4%. Содержание Li_2O в кварц-клевеландит-сподуменовый зоне микроклин-альбитовых пегматитов по семи жилам другого поля соответственно составляло: 1,2; 1,25; 1,28; 1,30; 1,32; 1,35%, т. е. крайние значения содержаний различаются между собой на величину, которая практически находится в пределах точности подсчета. Не менее постоянно содержание тантала и ниобия. По данным Я. Х. Еселева и В. П. Зуевой, в центральной зоне четырех микроклин-альбитовых пегматитовых жил одного из изученных нами пегматитовых полей содержание $\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5$, составляет 0,029; 0,028; 0,027; 0,024%. Причем и отношение $\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5$ остается в пределах 1,1—1,5, т. е. почти не изменяется от жилы к жиле.

Расхождение между содержаниями в одной и той же зоне по разным жилам было бы еще меньше, если бы точность подсчета и анализов была более высокой, а методы оконтуривания и различные приемы статистической обработки одинаковыми. Неточность подсчета и неодинаковая степень разведанности, а также разный уровень эрозии различных жил и особенно неравномерный характер распределения минералов в зонах очень затрудняют выявление указанной закономерности, поэтому дальнейшее изучение редкометальной минерализации в этом направлении может выявить еще немало ценного.

Отмеченная близость содержания редких элементов в одной и той же зоне из разных жил объясняется, вероятно, тем, что каждый редкометалльный минерал в определенных условиях возникновения данной зоны начинает кристаллизоваться лишь по достижении редким элементом определенной концентрации.

На основании выявленной устойчивости редкометалльных парагенетических ассоциаций в табл. 2 были приведены в обобщенном виде примерные содержания редких элементов по различным зонам редкометалльных пегматитов. Эти содержания установлены по материалам добычных и разведочных работ, результатам анализа объединенных проб и на основании соответствующих литературных сведений. Вполне понятно, что данные табл. 2 не претендуют на абсолютную точность. Отдельные зоны на некоторые элементы были подвергнуты надежному опробованию всего по одной — трем жилам. Надо также иметь в виду, что в табл. 2 приведены цифры для зон хорошо развитых пегматитов, так как в пегматитах с плохо выраженной зональностью, в которых зоны объединяются с соседними или содержат в себе зачатки других зон, естественно, могут быть значительные отклонения содержания редких элементов, как правило, в сторону понижения. На других месторож-

дений из-за специфики их геохимии и неравномерного характера распределения редких элементов содержания их по гой или иной зоне могут оказаться выше либо ниже указанных пределов. По некоторым зонам, в которых содержание редких элементов уменьшается с глубиной, при слишком глубоком или, наоборот, высоком эрозионном срезе содержания их также выходят за указанные пределы. Поэтому приведенные в табл. 2 содержания редких элементов можно рассматривать лишь как примерные, но тем не менее вполне достаточные для предварительной оценки пегматитовых жил.

Анализ содержания редких элементов, указанных для зон в табл. 2, позволяет подметить одну важную для оценки закономерность в их распределении. Показательно, что основная часть редких элементов пространственно связана с альбитовыми зонами. Главная масса запасов бериллия, лития, цезия, тантала, ниобия и олова находится в тех или иных альбитовых и альбитсодержащих зонах. Гораздо меньшее количество запасов лития, рубидия, цезия, тантала, ниобия, олова и бериллия связано со слюдяными зонами. И совершенно незначительная роль в редкометальном оруденении принадлежит зонам, в которых главной частью является микроклин. Единственно бериллий в виде крупнопризматических кристаллов берилла, развитых в блоковой кварц-микроклиновой зоне, парагенетически в какой-то степени связан с микроклином I. Обнаружение же других редкометальных минералов в кварц-микроклиновых зонах графической, пегматоидной или блоковой структуры в большинстве случаев обязано своим происхождением альбитизации, кварц-мусковитизации или другим аутометасоматическим процессам. Повышенной концентрацией в блоковом микроклине также обладает рубидий.

Важно подчеркнуть, что преимущественная связь промышленных концентраций редких элементов со слюдяными и особенно с альбитовыми зонами вовсе еще не означает, что любая из этих зон одинаково перспективна в отношении редких элементов. Как видно из табл. 2, разные альбитовые и слюдяные зоны, расположенные в различных местах пегматитового тела и в разных типах пегматитов, характеризуются наличием совершенно различных редких элементов, неодинаковой их концентрацией и разными редкометальными минералами. Поэтому при изучении внутреннего строения пегматитов и их оценке необходимо точно определять, какие альбитовые и слюдяные зоны представлены в данной жиле.

Немаловажную роль в оценке играют структуры и текстуры зон. Поскольку в названии зон структуры уже отражены, то мы лишь напомним, что при одном и том же минеральном составе, но при разной структуре зоны имеют весьма различное содержание редких элементов и далеко не одинаковую редкометальную минерализацию (см. табл. 2). В свою очередь, структуры зон зависят от местоположения в общей текстуре пегматита. Наиболее перспективными на редкометальное оруденение из числа альбитовых зон являются мелкопластинчатая и клевеландитовая, из слюдяных — чешуйчатая и мелколистовая, из существенно микроклиновых — блоковая.

Из текстур зон отрицательным признаком служит появление гнейсовидной и разнообразных полосчатых текстур. Например, извилисто-полосчатая текстура альбитовой зоны обычно указывает на то, что, кроме убогого колумбита, в ней ничего ожидать нельзя. Аналогичны перспективы альбитовой зоны, когда в ней развиты тонкоигольчатые выделения шерла, ориентированного грубо по простиранию жилы, создающие своего рода флюндальную текстуру.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

Ниже рассматривается несколько довольно разнообразных по характеру поисково-оценочных критериев, объединенных под общим названием минералогических, хотя некоторые из них, например типа пегматитов и вертикальная зональность, с равным успехом могли быть отнесены и к числу геологических. Но поскольку выделение типов пегматитов основывается на минеральном парагенезисе, а вертикальная зональность в сущности выражается в смене по падению жил одних минералов другими, то мы эти поисково-оценочные критерии объединили в одной группе с собственно минералогическими.

Парагенетический тип пегматита

Как уже неоднократно отмечалось выше, парагенетический тип пегматита служит определяющим поисково-оценочным критерием. Типом пегматита непосредственно определяется набор редких элементов, их высшие содержания и максимально возможные запасы.

Для краткости и удобства сопоставления основные сведения о главных промышленных и экзотических типах редкометалльных пегматитов, описанных в главе первой, сведены в табл. 40 и 41.

Следует, однако, иметь в виду, что указанные в этих таблицах содержания, размеры жил и запасов характерны для наиболее развитых и типичных жил каждого типа. Вполне очевидно, что жилы малого размера могут быть встречены в любом типе пегматитов, но только среди альбит-сподуменовых пегматитов известны тела длиной 3 км, в то время как среди микроклиновых и даже нормальных альбитовых (без черт перехода к микроклин-альбитовым или альбит-сподуменовым) мы не знаем жил длиннее соответственно 200 и 400—500 м.

Для оценки жил чрезвычайно важно, что в каждом парагенетическом типе пегматитов содержание редких элементов характеризуется определенным уровнем. Особенно показателен в этом отношении верхний предел. Так, например, в микроклиновых пегматитах содержание BeO обычно не превышает 0,01%, в микроклин-альбитовых пегматитах мы не знаем жил, содержащих более 0,080%, а в альбит-сподуменовых — более 0,060% BeO , в то время как в некоторых альбитовых пегматитах среднее содержание BeO , достигает 0,24%. Точно так же содержание Cs_2O в микроклиновых и альбит-сподуменовых пегматитах, как правило, не превышает тысячных долей процента, в альбитовых — составляет несколько сотых, а в микроклин-альбитовых достигает десятых долей процента. Аналогичная картина наблюдается и у других редких элементов. В результате интересные в практическом отношении пегматиты каждого типа характеризуются своими довольно определенными пределами содержания редких элементов (см. табл. 4). При этом крайние содержания элементов отличаются от среднего зачастую очень незначительно. Например, в альбит-сподуменовых пегматитах содержание Li_2O колеблется от 1,08 до 1,46% при среднем 1,20%, т. е. крайние значения отличаются от среднего всего лишь на 15—20%. Крайние значения содержания BeO в микроклин-альбитовых пегматитах отличаются от среднего всего лишь на 30—40%. Крайние значения содержания Ta_2O_5 в альбитовых пегматитах отличаются от среднего на 50% и т. д. (см. табл. 4).

Устойчивость среднего содержания редких элементов в пегматитах каждого типа с большим эффектом можно использовать при оценке пегматитовых жил. Правда, у какой-то части элементов в некоторых типах пегматитов наблюдаются и очень широкие колебания (например, литий в альбитовых и микроклин-альбитовых пегматитах), но всегда в таких случаях не эти элементы определяют практическое значение типа, поэтому значительные вариации их содержания не могут существенно сказываться на оценке пегматитов.

Кроме того, необходимо иметь в виду, что редкометалльные пегматиты каждого типа могут через ряд промежуточных образований перейти в так называемые безрудные, т. е. не представляющие никакого практического интереса. Поэтому, установив тип пегматита, мы определяем лишь возможный набор редких элементов и максимально возможное содержание их в жиле, тогда как нижний предел его может быть сколь угодно малым. Например, если установить, что данный пегматит принадлежит к микроклиновому типу, то тем самым можно заранее сказать, что в нем нельзя ожидать никаких редкометалльных минералов, кроме убогого берилла и колумбита, причем содержание BeO не будет превышать 0,03, а Ta_2O_5 — 0,006%. Если обнаружен микроклин-альбитовый пегматит второго подтипа, то независимо от того, какие редкометалльные минералы встречены при осмотре обнажения, мы можем рассчитывать на выявление здесь в практически интересных количествах бериллиевой, рубидие-цезиевой, танталовой и литиевой минерализации. Причем содержание BeO в таком пегматите уже может достигать 0,06, а Ta_2O_5 — 0,030%. Аналогично и по другим типам пегматитов (см. табл. 4).

Поэтому главная сложность перспективной оценки заключается в установлении степени «развитости» данной жилы, насколько ее можно считать отвечающей самым развитым пегматитам данного типа, чтобы ввести соответствующую поправку на содержание металлов в случае «недоразвитости» этого типа. Для этого надо знать и учитывать все остальные поисково-оценочные критерии, которые рассмотрены в данной работе. Во всяком случае безрудные пегматиты можно довольно легко отличить от пегматитов, заслуживающих внимания, во-первых, по отсутствию или очень слабому проявлению дифференциации, т. е. отсутствию не только зон, но даже и отчетливого пространственного разобщения структурно-минералогических комплексов, во-вторых, по низкому уровню эрозионного среза, в-третьих, по широкому развитию гнейсовидной текстуры и гранитовидной структуры, в-четвертых, по отсутствию крупнозернистых разностей альбита, зеленого чешуйчатого мусковита и по многим другим признакам.

Типоморфизм минералов и их разновидностей. Околожилные изменения

Минералы, типоморфные для различных парагенетических типов пегматитов, приведены в табл. 40, 41, а минералы, типоморфные для зон, помещены в табл. 1. В этих же таблицах можно найти и обычный парагенезис типов пегматита и их зон. Поэтому здесь мы лишь подчеркнем, что обнаружение в пегматитах некоторых типоморфных минералов зачастую является совершенно однозначным указателем определенного редкометалльного оруденения. Так, например, на присутствие богатого танталового оруденения указывает широкое развитие в пегматите мелкопластинчатого альбита и клеветандита, наличие воробьевита, розового мусковита и др. Поллуцит почти неизвестен в жилах без лепидолита, воробьевита или розового турмалина и т. д.

Основные черты главных промышленных типов редкометалльных

Пегматиты	Содержание главных минералов (%)				Второстепенные и типоморфные минералы	Наиболее характерная форма пегматитовых тел	Обычный размер пегматитовых тел	Обычное содержание щелочных, %			
	Микроклин	Альбит	Сподумен	Кварц				NaO	K ₂ O	LiO	Rb ₂ O
I. Микроклиновые	60—70	до 10	0	23—26	Серебристый мусковит, шерл, крупнопризматический берилл	Линзы и штоки	Небольшие тела, обычно не более—100—200 м в длину, до 10—15 м мощности	2,70—3,50	10—5,50	0,01—0,05	Около 0,10
II. Микроклин-альбитовые	25—35	25—35	до 10	25—30	Танталит, симпсонит, микролит, стронверит, берилл, а во 2-м подтипе также лепидолит, полухромный и розовый турмалин, монтебразит, розовый мусковит, воробьевит, поллуцит	Линзо- и жилкообразные тела	Тела средних размеров, длиной до 500—700 м, реже до 1 км, мощностью 10—25 м, а в отдельных случаях до 150 м	3—6,5	4,8—3	0,1—0,6	0,5—0,08
III. Альбитовые	до 10—15	35—45	до 10	30—40	Сине-черный турмалин, ярко-зеленый мусковит, литофиллит, натровые бериллы, танталит-колумбит	Типичные жилы	Мелкие тела, обычно не более 200—300 м в длину и мощностью 3—7 м	3,2—8,9	2—1	0,1—0,9	0,3—0,08
IV. Альбит-сподуменовые	Около 10—15	35—45	15—25	30—35	Светло-зеленый мусковит, натриево-литиевый берилл, жильбертит, касситерит, колумбит	Пластинчатые жилы	Крупные тела, длиной 2—3 км и мощностью до 20—40 м	3,8—5,6	1,9—2,5	1,1—1,5	0,19—0,06

Примечание. Цифры, выделенные полужирным шрифтом, обозначают, что содержание данного элемента имеет в данном типе промышленное значение.

Разновидности некоторых минералов, развитых в различных типах пегматитов, также обладают нередко весьма отчетливыми типоморфными особенностями.

Микроклин из альбит-сподуменовых пегматитов в отличие от основной массы его в других типах обычно не имеет пертитовых вростков либо содержит их в очень небольшом количестве (до 5—8%). В микроклин же из других типов (за исключением блокового микро-

пегматитов (парагенетические серии зон см. в табл. 2)

Обычное содержание редких элементов, %									Практическое значение
Cs ₂ O	K ₂ O Rb ₂ O	K ₂ O Cs ₂ O	Rb ₂ O/Cs ₂ O	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅ /Nb ₂ O ₅	BeO	Sn	
Около 0,005	50—100	1000— 2000	Около 20	0,003— 0,007	0,007— 0,010	0,3—0,7	0,005— 0,010	—	Мелкие объекты старательской добычи крупнопризматического рудоразборного берилла. В некоторых случаях попутно добывается крупнокристаллический колумбит. Самостоятельного практического значения в СССР этот тип не имеет, обычно эксплуатируется лишь в районах разработки пегматитов других типов
0,34— 0,01	6—46	7—410	1,3—8,9	0,035— 0,010	0,020— 0,009	3—0,9	0,040— 0,057	0,002— 0,030	Крупные месторождения берилла, танталита и других танталатов (микролита, симпсонита, стрюверита); единственный источник добычи богатого цезиевого сырья — поллуцита и лепидолита (содержание Cs ₂ O — 0,2—0,6%). Попутно добываются сподумен, петалит, амблигонит. Может быть получено сырье, богатое рубидием: микроклин с содержанием до 0,4—1,5% Rb ₂ O, лепидолит — 0,7—2,5%, мусковит, до 0,2—0,7% и др. Характерны редкие щелочные элементы
0,044— 0,009	10—69	70—450	3,5—7,8	0,020— 0,008	0,015— 0,010	1,3—0,7	0,044— 0,24	0,005— 0,1	Мелкие и среднего масштаба месторождения берилла и танталит-колумбита изредка с попутным сподуменом и еще реже литиофиллитом-трифилином, касситеритом
0,011— 0,004	13—27	177—415	9—30	0,01— 0,004	0,012— 0,006	1,1—0,5	0,027— 0,05	0,01— 0,1	Крупнейшие месторождения сподумена иногда с попутным бериллом (или гельвином), колумбитом (или фергусонитом) и касситеритом

клина II и поздней мелкозернистой разновидности) пертитовые вставки обычно занимают 15—35% площади шифа.

Из всех разновидностей альбита клевеландит весьма типоморфен для микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов, но всегда слабо развит в альбит-сподуменовых, заменяясь здесь сахаровидным и зернистым альбитом. Если в микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитах количество клевеландита обычно составляет 15—40% от всего

Основные черты экзотических типов редкометалльных пегматитов

Пегматиты	Содержание главных минералов, %						Второстепенные и типоморфные минералы	Зоны в порядке их расположения от альбандов к центру	Характерная форма тел
	Микроклин	Альбит	Петалит	Мусковит	Лепидолит	Кварц			
Амазонит-альбитовые	25—45 (в значительной мере амазонит)	20—45	—	—	—	25—30	Мусковит, шерл, биотит, зеленый призматический берилл, гадолинит, эвксенит, фергусонит, колумбит, монацит, ксенотим, самарскит	Среднезернистая кварц-альбит-микроклиновая Блоковая кварц-микроклин-амазонитовая Кварц-мусковитовая Блокового кварца	Жилы, реже линзы
Микроклин-петалитовые	35—40	10—15	25—30	—	—	20—25	Мусковит, андалузит, шерл, апатит, шеелит, касситерит, колумбит	Кварц-альбит-петалитовая (маломощная) Блоковая кварц-микроклин-петалитовая	Линзообразная
Мусковит-альбитовые	8—12	35—40	—	10—15	—	35—40	Шерл, гранат, апатит, касситерит, берилл, колумбит, сподумен	Крупнозернистая кварц-альбитовая Кварц-мусковитовая Кварц-клевеландит-сподуменовая (очень редко) Блокового кварца	Типично жильная
Лепидолит-альбитовые	8—13	35—40	—	—	10—17	35—40	Мусковит, цветной турмалин, сподумен, монтебранзит, поллуцит, литиофиллит, берилл, танталит, микроклин, касситерит	Кварц-лепидолит-альбитовая с микроклином, мусковитом и литиевыми минералами	То же

Таблица 41 (окончание)

Пегматиты	Размер пегматитовых тел	Обычное содержание редких элементов, %								Возможное практическое значение в будущем
		Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Sn	TR ₂ O ₃	
Амазонит-альбитовые	Длина до первых соеги метров при мощности до нескольких метров	0,00n	0,0n — 0, n	0,00n	0,2—0,6	0,003—0,01	0,004—0,015	0,007—0,08	0,01—0,04	При обнаружении подобных жил в экономически освоенных районах могут представить интерес как мелкие богатые месторождения мелкокрапленно-го берилла
Микроклин-пегалитовые	Длина до 150 м при мощности 5—30 м	Около 1	—	—	Около 0,02	0,003—0,005	0,004—0,006	—	—	Обнаружение крупных месторождений, имеющих промышленное значение, маловероятно
Мусковит-альбитовые	Длина до 150—250 м при мощности до нескольких метров	0,002—0,1	0,0n	0,00n	0,01—0,03	0,005—0,01	0,007—0,013	0,2—0,8	?	При обнаружении подобных пегматитов в экономически освоенных районах могут представить интерес как мелкие, но богатые объекты добычи касситерита с попутным колумбитом
Лепидолит-альбитовые	Длина до 200—300 м при мощности до нескольких метров	0,6—1	0,1—0,3	0,1—0,3	0,035—0,055	0,01—0,035	0,01—0,015	до 0,1	—	Не исключается появление крупных пегматитовых тел, которые могут представить интерес как богатые комплексные месторождения тантала, цезия, рубидия, лития, бериллия и олова

альбита, то в альбит-сподуменовых его относительное количество не превышает 5—7%, а иногда даже спускается ниже 1%.

Кварц в микроклиновых и микроклин-альбитовых пегматитах довольно часто встречается в виде графических вростков, тогда как в альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитах собственно графические вростки совершенно отсутствуют. Весьма показательно также практическое отсутствие кварцевых ядер в последнем типе пегматитов.

Сподумен в альбит-сподуменовых пегматитах почти всегда обладает зеленым цветом; для микроклин-альбитовых пегматитов весьма характерен розовый сподумен, а для альбитовых — белый. Кроме того, сподумен в альбит-сподуменовых пегматитах обычно обладает сравнительно мелкими размерами (сантиметры), тогда как в микроклин-альбитовых и альбитовых основная масса кристаллов сподумена имеет крупные или даже гигантские размеры. Весьма показательно также, что в микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитах кристаллы сподумена часто обладают правильными формами, в то время как выделения сподумена в альбит-сподуменовом типе имеют лишь одну-две правильно окристаллизованные грани.

Из разновидностей мусковита розовый встречается только во втором подтипе микроклин-альбитовых пегматитов, а промышленный бесцветный крупнолистоватый наиболее обычен в первом подтипе этого типа. Ярко-зеленый чешуйчатый мусковит, образующий одну из характерных зон, наиболее развит в альбитовых пегматитах, а микрочешуйчатый мусковит (жильбертит) в альбит-сподуменовых пегматитах.

Лепидолит исключительно типоморфен для второго подтипа микроклин-альбитовых пегматитов и для лепидолит-альбитовых пегматитов. Однако в последнем типе лепидолит представлен разрозненными чешуйками, рассеянными в кварц-альбитовой массе, тогда как в первом из этих типов он всегда образует сплошные массы в виде небольших разрозненных гнезд или крупных самостоятельных зон протяженностью до 100 м и более.

Вообще говоря лепидолит в очень небольших количествах, представляющих сугубо минералогический интерес, может быть встречен и в любом другом парагенетическом типе пегматитов, в том числе даже в слюдоносных и камерных пегматитах. Поскольку литий слабо рассеивается в порообразующих минералах пегматитов, то даже при ничтожном содержании его в пегматитовом расплаве в процессе кристаллизационной дифференциации он может накопиться на конечных стадиях в количестве, достаточном для появления собственного минерала. Поэтому одного факта наличия лепидолита недостаточно для определения типа. Надо установить его широкое развитие и наличие в виде сплошных масс, чтобы однозначно определить второй подтип микроклин-альбитовых пегматитов.

Турмалин обладает исключительно характерными свойствами. Особенно показательна его окраска, наибольшее разнообразие которой характерно для второго подтипа микроклин-альбитовых пегматитов. Здесь наблюдаются турмалины: черного цвета (с коричневыми, зелеными и синими цветами плеохроизма), травяно-зеленого (цвета молодой травы), розового, лилового или фиолетового, белого, яблочно-зеленого (фисташкового). Очень часты полихромные турмалины, имеющие до трех-четырех окрасок одновременно. Особенно типоморфны для данных пегматитов розовые турмалины — рубеллиты, являющиеся надежным поисковым признаком на цезий. В альбитовых пегматитах обычно встречается только черный и изредка травяно-зеленый турмалин, а в остальных типах — лишь черный.

Разновидности берилла обладают не менее типоморфными свойствами. Для микроклиновых пегматитов чрезвычайно характерен круп-

нопризматический зеленовато-голубой берилл, образующий кристаллы размером до 1,5 м в длину и более. Для микроклин-альбитовых пегматитов типоморфен «фаршированный» мелкопризматический берилл, а для второго подтипа этого типа, кроме того, белый ростерит или розовый берилл-воробьевит, содержащий большое количество цезия. В альбитовых пегматитах развиты короткопризматические, толсто-пластинчатые или изометрического облика кристаллы белого с различными оттенками натриево-литиевого берилла. И, наконец, в альбит-сподуменовых обычно присутствует светло-зеленый натриево-литиевый берилл в виде мелких кристаллов неправильной формы.

Из изоморфного ряда т а н т а л и т — к о л у м б и т последний чрезвычайно характерен для альбит-сподуменовых и микроклинных пегматитов. Самые же богатые танталом разности известны в микроклин-альбитовых пегматитах, хотя здесь широко развиты и другие члены изоморфного ряда. Для альбитовых пегматитов обычны средние члены изоморфной серии танталит-колумбита. Учитывать это особенно важно при изучении пегматитов, покрытых мощной корой выветривания, из-за чего точное установление исходных пороодообразующих минералов представляет известные трудности, а следовательно, и тип пегматитов определить очень сложно. Танталит-колумбит в этом случае может оказаться удобным косвенным показателем типа пегматита.

В качестве поискового признака могут быть использованы также минералы околожилльных изменений. Последние вблизи разных типов пегматитов неодинаковы. Прежде всего совершенно отчетливо устанавливается, что от раннего, высокотемпературного типа пегматитов к позднему, низкотемпературному типу интенсивность проявления околожилльных изменений весьма резко возрастает. Если вблизи экзоконтактов микроклинных пегматитов околожилльные изменения редко прослеживаются более чем на несколько дециметров, то в экзоконтакте альбитовых пегматитов даже макроскопически они улавливаются за многие метры от зальбанда, а у альбит-сподуменовых пегматитов — на расстоянии десятков метров от жилы.

По характеру околожилльных изменений разные типы пегматитов также сильно отличаются друг от друга. Вблизи всех типов пегматитов во вмещающих породах появляются новообразования биотита, мусковита, хлорита, турмалина, кварца, но только с литиевыми пегматитами связано появление холмквистита, который, распространяясь от них на расстояние до 100 м и будучи легко обнаруживаемым макроскопически благодаря своему фиолетовому оттенку, может служить надежным поисковым признаком (А. И. Гинзбург, И. В. Гинзбург, 1950; Чумаков, 1957). То же самое можно сказать и в отношении биотита, новообразования которого известны вблизи всех парагенетических типов, но лишь в экзоконтакте альбитовых пегматитов он образует такие большие массы (иногда до 50—70% от объема породы), что также становится поисковым признаком. В экзоконтакте этих пегматитов макроскопически отчетливо видимая биотитизация прослеживается на многие метры от контакта, она часто используется при направлении поисково-разведочных работ, особенно подземных горных выработок.

Наряду с биотитизацией и холмквиститизацией в качестве поискового признака может использоваться турмалинизация, легко обнаруживаемая невооруженным глазом по трещинкам и отдельности вмещающих пород.

Если же при поисках использовать петрографические методы исследований, тогда набор новообразованных минералов, которые могут служить указанием на близкое соседство с пегматитом, значительно возрастает. Увеличивается также и расстояние, на котором начинает «чувствоваться дыхание пегматита».

Размер и цвет редкометалльных минералов

Детальное изучение редкометалльной минерализации обнаруживает совершенно определенную зависимость между содержанием редкого элемента в жиле и размером выделений редкометалльного минерала. Почти повсеместно пегматиты, богатые редкими элементами, характеризуются более мелкими размерами выделений соответствующих редкометалльных минералов. Например, в альбит-сподуменовых пегматитах, являющихся самыми богатыми литиевыми месторождениями, содержание Li_2O в которых составляет 1,1—1,5%, размер кристаллов сподумена не превышает нескольких дециметров в длину, большей частью даже менее 1 дм, а нередко всего 1—5 мм, тогда как в микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитах, содержание Li_2O в которых составляет 0,1—0,7%, длина кристаллов сподумена обычно колеблется в пределах 0,5—2 м, а иногда до 10 м.

Не менее ярким примером может служить берилл, длина кристаллов которого в самой бедной бериллием блоковой кварц-микроклинной зоне, содержащей 0,02% BeO , обычно составляет 0,2—1 м и более, тогда как в самой богатой бериллом зоне мелкозернистого альбита, содержащей 0,12—0,16% BeO , размер выделений берилла, как правило, не превышает 10—15 см. Аналогичная картина наблюдается и у такого редкометалльного минерала, как танталит, который в наиболее крупных и богатых танталовых месторождениях всегда характеризуется заметно более мелкими размерами своих выделений, обычно не более нескольких миллиметров в длину.

Важно также подчеркнуть, что крупнокристаллический характер редкометалльного оруденения, как правило, свидетельствует о небольших запасах элементов. Исключение, вероятно, представит только цезное оруденение в форме поллуцита.

Описанная закономерность вполне может быть использована как вспомогательный оценочный критерий. Теоретически она вполне понятна, поскольку из физической химии хорошо известно, что при высокой концентрации вещества возникает большое количество центров кристаллизации, в результате чего образуются кристаллы мелких размеров. Наоборот, низкая концентрация способствует возникновению небольшого количества центров кристаллизации и появлению крупных кристаллов. Следует оговориться, что в данном случае речь идет о размере основной массы редкометалльных минералов. В тонких прожилках размер их может быть микроскопическим, но это, разумеется, не является результатом высокой концентрации. И наоборот, даже в очень богатых жилах на отдельных участках в центре жил или у всякого бока редкометалльные минералы иногда также образуют крупные выделения.

В беспокойной тектонической обстановке размер минералов всегда значительно ниже.

Цвет минералов может быть весьма эффективным вспомогательным критерием. В хорошо оруденелых жилах альбит всегда имеет слегка зеленовато-голубоватый оттенок, микроклин — кремового цвета, кварц — от темно-серого до дымчатого, мусковит — ярко-зеленого либо с заметным зеленоватым оттенком или розового цвета. Розовый цвет — вообще весьма благоприятный признак хорошего редкометалльного оруденения, например розовые мусковит, сподумен, берилл, кварц, апатит. Наоборот, мясо-красный микроклин, желтоватый альбит, сероватый мусковит, светлый и особенно белый (в ядрах) кварц — отрицательные признаки.

Вертикальная зональность пегматитовых тел и определение глубины эрозионного среза

Знание вертикальной зональности пегматитов совершенно необходимо для их правильной оценки. К сожалению, большой фактический материал, полученный за последние два десятилетия по глубинной разведке жил, очень слабо проанализирован. И геологи-поисковики зачастую все еще пользуются давно устаревшими схемами вертикальной зональности. Как уже отмечалось в главе II, следует различать два рода вертикальной зональности.

При зональности первого рода протяженность рудных зон характеризуется определенными глубинами. Обычная протяженность наиболее характерных оруденелых зон на глубину указана в табл. I. Она зависит главным образом от парагенетического типа. В микроклиновых пегматитах единственная рудная (блоковая) зона редко прослеживается на глубину свыше 20—30 м. В микроклин-альбитовых пегматитах большинство зон протягивается на 100—200 м, а в отдельных случаях — до нескольких сотен метров. В альбитовых пегматитах основные зоны достигают глубины 100 м и более, несмотря на обычно мелкие размеры жил, а в альбит-сподуменовых пегматитах, как правило, составляет сотни метров.

Центральные рудные зоны всегда прослеживаются на меньшую глубину, чем внешние. В пределах одного и того же типа пегматитов оруденелые зоны протягиваются на большую глубину у жил, обладающих пологими элементами залегания.

Очередность исчезновения зон с глубиной, как правило, совпадает с порядком их смены от центра жилы к зальбандам, и обычно зона не исчезает до тех пор, пока не выклинится соседняя с ней внутренняя зона. Постепенное исчезновение центральных и промежуточных зон наиболее характерно для пегматитовых жил, мощность которых с глубиной уменьшается. Но такая же вертикальная зональность нередко наблюдается и в телах с постоянной мощностью, и даже в жилах с увеличивающейся по падению мощностью. Однако некоторые зоны обнаруживают ярко выраженную тенденцию к сравнительно быстрому исчезновению с глубиной. Например, относительное распространение зон блокового микроклина I, крупнолистоватого мусковита, клевеландита, чешуйчатого мусковита, чешуйчатого лепидолита, кварц-сподуменовой и блокового кварца по падению обычно уменьшается вплоть до их полного выклинивания. Увеличение мощности этих зон и даже повторное появление их на глубине может произойти только в случае резкого раздувания жил. Распространение же зон неравнозернистой кварц-альбит-микроклиновой, апографической (или мелкозернистой) кварц-альбитовой, мелкозернистого альбита, кварц-мусковитовой, сахаровидного альбита, кварц-альбит-сподуменовой и кварц-клевеландит-сподуменовой обычно возрастает или остается неизменным. Выклинивание этих зон, как правило, вызывается пережиманием или выклиниванием самой жилы.

Вертикальная зональность второго рода образуется, когда на глубине один тип пегматита переходит в другой. Как мы уже говорили выше, в природе наблюдается лишь обратная вертикальная зональность второго рода, когда более ранний тип пегматита с глубиной сменяется более поздними (см. фиг. 25—27). Например, довольно часто встречаются переходы микроклинового типа в микроклин-альбитовый, а последнего — в альбитовый или альбит-сподуменовой.

Естественно возникает вопрос, как по данному эрозионному срезу определить, какая вертикальная зональность — первого или второго рода — будет иметь место в данной жиле.

Если в микроклиновом пегматите по внешней периферии зоны блокового микроклина I появляются гнезда крупнолистоватого мусковита, то это определенно указывает, что с глубиной этот тип перейдет в микроклин-альбитовый пегматит, т. е. жила будет иметь вертикальную зональность второго рода.

Характер вертикальной зональности микроклин-альбитовых пегматов не может сильно сказаться на оценке их глубоких горизонтов. Дело в том, что как при вертикальной зональности первого рода, так и при вертикальной зональности второго рода, когда внизу они переходят в альбитовые пегматиты, одинаково исчезает цезиевая минерализация и понижается отношение Ta/Nb. Единственно, во втором случае содержание бериллия обязательно должно возрастать, тогда как в первом случае оно может и увеличиваться (если на поверхности была внешняя, богатая бериллом зона гнезд мелкозернистого альбита), и уменьшаться (если названной зоны на поверхности не было). Но бериллий в настоящее время является сугубо второстепенным попутным компонентом, который не может существенно влиять на оценку жил.

Альбитовые пегматиты в альбит-сподуменовые пегматиты, видимо, не могут переходить. Во всяком случае нам такие переходы неизвестны. На переход альбитового пегматита первого подтипа с глубиной в его второй подтип (со сподуменом) может указывать широкое развитие на поверхности (или вообще на верхних горизонтах) трифилина-липтофиллита.

Альбит-сподуменовые пегматиты обычно прослеживаются без изменения на многие сотни метров по падению, поэтому характер их вертикальной зональности не может сильно сказаться на их оценке.

Таким образом, хотя определение характера вертикальной зональности по данному эрозионному срезу и представляет определенные трудности, это далеко не так безнадежно, как может показаться на первый взгляд.

Для оценки жилы очень важно знать, в какой части — верхней, средней или нижней — она вскрыта эрозионным срезом. Определение уровня эрозионного среза — задача весьма сложная, но тем не менее по целому ряду признаков она зачастую может быть решена безошибочно. В числе таких признаков, нередко однозначно указывающих на то, что эрозией вскрыты средняя или верхняя часть жил, можно назвать следующие:

1) присутствие отчетливо выраженного кварцевого ядра, мономинеральной зоны блокового микроклина и в особенности зоны чешуйчатого мусковита или лепидолита;

2) высокую отчетливость зональности, т. е. хорошую выдержанность зон и наличие резких границ между ними;

3) отсутствие ранних и широкое развитие поздних зон парагенетической серии;

4) слабое развитие альбитизации в микроклиновых пегматитах;

5) повышенное (по сравнению со средним для промышленных жил данной провинции) отношение валовых содержаний Ta/Nb, Cs/K, Rb/K, Tl/K, Cs/Rb и т. д.

Наоборот, на глубокий эрозионный срез жил указывают:

1) плохо выраженная зональность пегматитовых тел, в частности наличие объединенных зон, расплывчатые границы между зонами, низкая степень дифференциации при отсутствии поздних зон или комплексов;

2) широкое развитие зоны гранитной структуры в микроклиновых и микроклин-альбитовых пегматитах, апографической (или мелкозернистой) кварц-альбитовой зоны — в альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитах;

3) отсутствие в раздуве жилы более поздних зон, развитых в относительно менее мощном фланге, что указывает на существование склонения пегматитового тела в сторону данного фланга.

Особенно трудно различать верхи от низов жил в альбит-сподуменовом типе, но и здесь эта задача успешно решается по целому ряду следующих признаков.

Зональность может быть одинаково плохо выражена как в низах, так и в верхах альбит-сподуменовых тел, но соотношение мелкозернистого кварц-альбитового и кварц-альбит-сподуменового комплексов в верхних и средних частях жил всегда в пользу последнего. Корни альбит-сподуменовых жил могут слагаться нацело одним мелкозернистым кварц-альбитовым комплексом.

Верхи жил всегда отличаются более крупнозернистой структурой, что особенно хорошо видно по сподуменсодержащему комплексу, который в низах обычно обладает мелко- и среднекристаллической структурой, а в верхах приобретает крупно- и гигантокристаллическую или блоковую структуру.

В минералогическом отношении верхи альбит-сподуменовых пегматитов часто заметно богаче микроклином¹, но беднее сподуменом. Количество альбита в средних и верхних частях жил может быть примерно одинаковым. Отметим, что содержание сподумена при переходе от апикальной к средней части жил сначала несколько возрастает, но к их корням оно снова понижается иногда почти до нуля. Из второстепенных и редкометалльных минералов в апикальной части жил в редких случаях могут появиться даже лепидолит, поллуцит, полихромный и цветной турмалин (зеленый, розовый, голубой и др.). Для низов жил более характерна кварц-мусковитизация, для верхов — развитие ярко-зеленого чешуйчатого мусковита иногда типа жиль-бертита.

Очень характерно изменение свойств сподумена. В низах жил он имеет мелкие размеры (сантиметры или первые дециметры), саблевидную форму, неправильные грани, серовато-зеленоватую окраску и, как правило, ориентированное примерно перпендикулярно зальбанду положение. В верхах жил сподумен приобретает более крупные размеры (дециметры, иногда более метра), более толстопризматический облик, грани становятся более правильно окристаллизованными; зеленоватый оттенок уменьшается или совсем исчезает, цвет становится белым либо даже розоватым; пропадает ориентировка кристаллов. В низах сподумен содержит чаще включения турмалина, в верхах — червеобразные вроски кварца.

При разведке жил на глубину очень важно уметь (особенно по данным колонкового бурения) отличать пережимы от их корней (тем более что бескорневых пегматитов, совершенно не связанных даже тонкими проводниками с материнскими гранитами, видимо, не существует). Поскольку пережимы жилы с глубиной снова могут сменяться раздувами, в которых вновь появятся центральные зоны с соответствующей редкометалльной минерализацией, то, ошибочно приняв пережим за корни, геолог вынужден приостановить дальнейшее ведение разведочных работ на глубину, что приведет к сокращению запасов жилы. Чтобы не впасть в такую ошибку, надо помнить, что корни пегматитовых тел могут быть сложены или только гранит-пегматитовой породой, переходной к граниту, или только одной краевой зоной пегматита данного типа, т. е. в микроклиновых и микроклин-альбито-

¹ Вообще говоря, по восстанию альбит-сподуменовые пегматиты согласно вертикальной зональности второго рода должны были бы переходить в альбитовые пегматиты, а потом уже в микроклин-альбитовые. Однако нам такие случаи в природе неизвестны. Обычно звено альбитовых пегматитов выпадает.

вых пегматитах — неравнозернистой кварц-альбит-микроклиновой зоной, в альбитовых и альбит-сподуменовых — мелкозернистой кварц-альбитовой. Особенно уверенно можно утверждать, что это корни жилы, если мощность пересеченного скважиной участка, сложенного одной краевой зоной, достаточно велика, т. е. не менее 2—3 м. Также абсолютно точно можно говорить о корнях жилы¹, если при разведке альбит-сподуменовой пегматита на глубине пересечена одна краевая мелкозернистая кварц-альбитовая зона, так как этот тип в отличие от других даже в пережимах всегда имеет кварц-альбит-сподуменую зону.

Если же пегматит в маломощном участке на глубине слагается одной из промежуточных зон парагенетической серии, например пегматоидной зоной (в случае микроклинового типа) или зоной сахаровидного альбита (в случае альбитовых пегматитов), то это скорее всего пережим, а не корни жилы. Конечно, это вовсе не означает, что надо всегда разбуривать жилу до появления монополюсного развития краевой зоны. Разведочные работы следует останавливать на оптимальной глубине, когда не остается обоснованных надежд на широкое распространение рудоносных зон на более низких горизонтах.

Минеральные типы руд

Судя по мировой практике разработки редкометальных гранитных пегматитов, в них известны следующие минеральные типы руд:

Комплексные руды

1. Колумбит-берилл-сподуменовой.
2. Гатчеттолит-гельвин-сподуменовой (с примесью колумбита, берилла и фергусонита).
3. Лепидолитовый (литий, рубидий, цезий, галлий, тантал и др.).
4. Берилл-танталит-поллуцит-лепидолитовый.
5. Берилл-танталит-поллуцит-сподуменовой.
6. Колумбит-танталит-берилловый.
7. Стрюверит-танталит-берилловый.

Литиевые руды

8. Сподуменовой.
9. Петалитовый.
10. Амблигонитовый.
11. Эвкрипитовый.

Бериллиевые руды

12. Берилловый.

Цезиевые руды

13. Поллуцитовый.

За рубежом известны все перечисленные типы руд, в нашей же стране лепидолитовый, петалитовый, амблигонитовый, эвкрипитовый, поллуцитовый и берилл-танталит-поллуцит-лепидолитовый типы руд в промышленных количествах отсутствуют, а такой важный тип, как берилл-танталит-поллуцит-сподуменовой, пользуется весьма ограниченным распространением. Поэтому в СССР необходимы целенаправленные поиски данных типов руд.

Из комплексных руд по суммарной стоимости заключенных в них редкометальных минералов на первом месте стоят берилл-танталит-поллуцит-лепидолитовые и берилл-танталит-поллуцит-сподуменовой руды, на втором — колумбит-берилл-сподуменовой и фергусонит-гельвин-сподуменовой, на третьем — стрюверит-танталит-берилловых и колумбит-берилловых.

Из существенно литиевого промышленного сырья самым ценным минералом является амблигонит, который по содержанию лития в 2—2,5 раза богаче других промышленных литиевых минералов, на вто-

¹ Так называемая корневая часть жилы по своей протяженности на глубину может превышать протяженность остальной практически ценной ее части.

ром месте, видимо, будет лепидолит, так как при его переработке на литий попутно получают более дорогостоящие рубидий и цезий и притом в значительном количестве, затем эвкрипит, далее сподумен и на последнем — петалит, отличающийся наименьшим содержанием лития.

Из танталового сырья наиболее ценным следует считать танталит, затем колумбит. Микролит (джалмаит) из-за постоянного присутствия в нем урана, что сильно удорожает технологию его химико-металлургического передела, оценивается более низко, чем колумбит, несмотря на меньшее содержание в последнем Ta_2O_5 . Далее идут гатчеттолит, собственно пироклор и фергусонит.

Из цезиевого сырья, естественно, наиболее ценен поллуцит, а затем уже лепидолит и берилл-воробьевит.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

В первой части работы (глава третья) значительно подробнее, чем другие вопросы, была рассмотрена геохимия пегматитового процесса и были показаны разнообразные закономерности пространственного размещения редких элементов, подавляющее большинство которых, естественно, можно использовать в качестве поисково-оценочных критериев. Поэтому мы здесь на них больше останавливаться не будем и лишь дадим некоторые советы по их практическому применению в полевых условиях.

Кроме того, мы вкратце рассмотрим не обсуждавшиеся в главе третьей геохимические аспекты, которые могут явиться действенными поисковыми признаками или критериями оценки (например, геохимическая специализация пегматитовых провинций, поясов, полей, использование редких элементов-примесей при поисках и оценке редкометалльных пегматитов и др.).

Очень важны при поисках пегматитовых месторождений разнообразные первичные и вторичные ореолы рассеяния, которые, однако, нами здесь не могут быть рассмотрены даже в сжатой форме, поскольку это целая специальная область исследований.

Геохимическая специализация пегматитовых провинций, поясов и полей

Даже самый общий и беглый анализ распределения редких элементов по главнейшим пегматитовым провинциям мира позволяет выявить значительную и отчетливо бросающуюся в глаза геохимическую специализацию.

Мы, разумеется, имеем в виду не тот, теперь уже банальный факт, что одни пегматитовые провинции и пояса представлены почти сплошь слюдоносными и керамическими пегматитами, тогда как в пределах других, наоборот, развиты пегматиты, в той или иной степени зараженные редкометалльными минералами при практически полном отсутствии промышленных скоплений слюды. Например, в пределах редкометалльной пегматитовой провинции Монгольского Алтая протяженностью свыше 500 км и при ширине до 80 км из многих десятков тысяч обследованных пегматитовых тел только в двух жилах установлено наличие промышленно ценного мусковита. Наоборот, в пределах Мамской слюдоносной провинции (таких же размеров) мы не знаем, чтобы кем-либо когда-нибудь были встречены настоящие редкометалльные жилы. Повторяем, это общеизвестно, и на этом мы останавливаться не будем.

Здесь нам хотелось бы подчеркнуть другое, а именно то, что заведомо редкометалльные пегматитовые провинции зачастую резко отличаются одна от другой по набору практически важных редких элементов. Например, если сравнить пегматитовые провинции Северной и Южной Америки, то нетрудно видеть, что первая имеет существенно литиево-цезиевую специализацию, тогда как вторая — преимущественно тантало-бериллиевую. Если только в Канаде суммарные перспективные запасы Li_2O в пегматитовых месторождениях оцениваются в 6 млн. т, то в Южной Америке не наберется и 0,5 млн. т ее запасов. Мы уже говорили выше, что это объясняется широким распространением в Канаде, да и США (Аппалачи), альбит-сподуменовых пегматитов, кото-

рые совершенно отсутствуют в Южной Америке. Однако, к сожалению, мы не можем объяснить последний факт, поэтому главная причина остается неясной.

Точно так же, в Северной Америке известны месторождения поллукита и лепидолита с запасами соответственно в десятки и сотни тысяч тонн, тогда как в пегматитах Южной Америки эти минералы хотя и выявлены, но далеко не в промышленных количествах.

В то же время Южная Америка является традиционным и притом крупным поставщиком берилла и танталита, тогда как в США и Канаде их добыча весьма незначительна. Правда, это не означает, что абсолютное содержание бериллия и тантала в южноамериканских пегматитах выше, чем в пегматитах Северной Америки, поскольку, как сказано в главах первой и третьей, литий и цезий всегда находятся в парагенезисе с танталом и бериллием (однако последние два могут быть и без редких щелочных металлов). Тем не менее различия в геохимии пегматитовых провинций Северной и Южной Америки весьма отчетливы. Если первая имеет тантало-бериллиево-цезиево-рубидиево-литиевый парагенезис, то вторая — только тантало-бериллиевый.

Не менее яркие примеры можно привести и из других частей земного шара. Например, громадная Монголо-Алтайская редкометалльная провинция (Китай) имеет ярко выраженную тантало-бериллиевую специализацию. Крупные месторождения литиевых или цезиевых минералов здесь отсутствуют. Достаточно сказать, что суммарные запасы Li_2O по всей провинции не превышают 10 тыс. т, тогда как по запасам бериллия она занимает одно из первых мест.

Очень любопытна геохимическая специализация одной из провинций Европейской части СССР, в пределах которой совершенно неизвестны месторождения лития, рубидия и цезия, и даже общее содержание тантала явно ниже обычного, тогда как содержание бериллия, наоборот, повышено. Если в редкометалльных гранитных пегматитах отношение Ta/Nb обычно не опускается ниже 0,5, в крайнем случае 0,3, то здесь известны жилы с отношением этих элементов равным 0,2 и даже 0,1, настолько здесь понижен общий кларк тантала. Но тем не менее, содержание BeO даже в микроклин-альбитовых пегматитах, которые обычно содержат ее в количестве 0,04—0,05%, иногда достигает 0,06—0,08%. Если отношение $\text{BeO}/\text{Ta}_2\text{O}_5$ обычно в микроклин-альбитовых пегматитах (см. табл. 43) не превышает 6, то здесь оно бывает почти в 2 раза больше, т. е. 10—12. Поэтому данная пегматитовая провинция имеет в целом положительную геохимическую специализацию на бериллий.

Наоборот, в пегматитах другой провинции Европейской части СССР бериллий находится в заметно пониженных количествах (если сравнивать однотипные месторождения), и для них в целом характерна тантало-цезиево-литиевая специализация.

Одной из пегматитовых провинций Сибири присуща весьма редкая редкоземельно-тантало-бериллиево-литиевая специализация. Крупных рубидиево-цезиевых месторождений в пегматитах этой провинции, видимо, не будет вообще обнаружено.

Другая провинция Сибири характеризуется полным набором рассматриваемых металлов. Пегматиты этой провинции имеют повышенный кларк и лития, и рубидия, и цезия, и тантала, и бериллия¹.

Наоборот, пегматиты Кавказа в равной мере обеднены всеми редкими элементами.

¹ О ниобии мы нигде не упоминаем, поскольку этот элемент обнаруживает исключительно единообразное (по сравнению с другими элементами) распределение как по типам пегматитов и даже их отдельным зонам, так и по провинциям. Это наиболее постоянный компонент всех редкометалльных пегматитов.

Аналогично можно говорить о Скандинавской, существенно редкоземельной провинции, Дальневосточной рублиево-цезиевой, Кашмундской (Афганистан) бериллиево-литиевой, Казахстанской бериллиево-тантало-оловянной и т. д. Для последней мы не можем не отметить, что при общем сходстве геохимической специализации Казахстанской и Монголо-Алтайской пегматитовых провинций, к тому же расположенных в непосредственном соседстве, первая сильно заражена оловом, тогда как в пегматитах второй касситерит весьма редок, да и содержание тантала заметно ниже кларка.

Если с этих позиций рассмотреть пегматитовые пояса, т. е. взять за основу более мелкую структурно-металлогеническую категорию, то мы увидим еще более отчетливую картину их неодинаковой геохимической специализации. В этом отношении можно найти отличный пример в монографии С. Е. Колотухиной, А. Е. Первухиной, А. В. Рожанец (1963) по Африке. Каждый из выделяемых пегматитовых поясов имеет отчетливую геохимическую специализацию.

Хорошим примером служат пегматитовые пояса одной из провинций Европейской части СССР. Если для одной из них характерна танталорублиево-цезиево-литиевая специализация, для другой — только бериллиевая, то для третьей редкие элементы вообще не характерны, поскольку в ней развиты лишь слюдоносные и керамические пегматиты.

Т а б л и ц а 42

Геохимическая специализация некоторых пегматитовых поясов мира

Пояс	Li	Rb	Cs	Be	Ta	Nb	Sn	TR
Западно-Австралийский	×	×	×	×	+	×	+	—
Родезийско-Трансваальский	+	+	+	×	+	×	+	—
Центрально-Африканский	+	+	+	+	×	×	+	—
Восточно-Африканско-Мадагаскарский	—	—	—	+	×	+	—	+
Нигерийско-Сахарский	—	—	—	×	+	+	+	—
Марокканско-Малийский	+	—	—	×	×	×	×	—
Восточно-Афганистанский	+	—	—	+	×	×	—	—
Монголо-Алтайский (Китай)	×	×	×	+	×	×	—	—
Бразильский	—	—	—	+	+	×	+	—
Боливийско-Аргентинский	—	—	—	+	×	×	—	—
Карибский	×	×	×	×	×	×	×	—
Оловянно-сподуменовый (Северная и Южная Каролина, США)	+	—	—	×	×	×	+	—
Южно-Канадский	+	+	+	×	+	×	+	—

Примечание. Знак — означает содержание элемента в пегматитах ниже кларка для формаций редкометалльных пегматитов; знак + выше кларка; знак × примерно на уровне кларка в пегматитах.

Чтобы не утомлять читателя излишними примерами, мы для краткости свели их в табл. 42, в которой указана геохимическая специализация пегматитовых поясов.

Естественно возникает вопрос, чем вызвана геохимическая специализация пегматитовых провинций и поясов? К сожалению, точных причин этого мы не знаем и приходится ограничиться лишь самым общим указанием на первичную специализацию исходной гранитной магмы и «провинциальные» особенности состава осадочных метаморфических пород, в сумме создающие тот специфический редкометалльный «букет»

данной провинции или пояса, который обычно и образует основу металлогении данного участка земной коры.

Во всяком случае, где бы и в чем бы ни скрывались причины геохимической специализации провинции и поясов, эмпирически она совершенно очевидна и ею с успехом можно пользоваться при направлении поисковых работ. Например, на Урале и на Кавказе можно уверенно гарантировать полное отсутствие литиевых или цезиевых месторождений пегматитового типа. Наоборот, рубидиево-цезиевые месторождения весьма вероятны, например, на Восточном Саяне. Такое предположение мы высказали еще много лет назад на основании необычно низких отношений K/Rb , K/Cs , Rb/Cs , установленных Ю. С. Слепневым (1961) в микроклинах и других минералах пегматитов данной провинции. Когда же Г. Б. Мелентьевым (1963) здесь был открыт рубидиевый лепидолит, содержащий 4,8% Rb_2O , а затем и поллучит, наше предположение превратилось в уверенность.

Комплексность оруденения и парагенезис элементов в типах пегматитов

Редкометалльные пегматиты, если не считать некоторых жил микроклинового типа, всегда представляют собой комплексные месторождения, в которых практическое значение имеют два-три, а иногда и четыре-шесть редких элементов. Обычные парагенетические ассоциации редких элементов, накапливающихся в промышленно ценных количествах в различных типах пегматитов, указаны в табл. 40, 41. Эмпирически установлены еще более строгие закономерности в этом отношении. Цезиевое оруденение всегда сопровождается рубидиевым, литиевым, танталовым и бериллиевым. Литиевая минерализация обычно идет совместно с бериллиевой и тантал-ниобиевой. По наблюдениям М. Ф. Стрелкина (1938, 1964 а, б) для лития характерна также частая ассоциация с оловом. Правда, олово (касситерит) иногда встречается и без лития (например, в экзотическом мусковит-альбитовом типе). Бериллиевое оруденение всегда ассоциирует с тантало-ниобиевым (исключения возможны лишь в микроклиновом типе пегматитов). Поэтому при обнаружении в жиле одного какого-то элемента необходимо (по старому горняцкому правилу: «ищи руду возле руды») проанализировать пегматиты и на другие элементы, обычно находящиеся с ним в парагенезисе.

Эмпирически устанавливается также определенная зависимость концентрации одного компонента от степени обогащения другим. Так, богатое сподуменовое оруденение всегда сопровождается убогим бериллом. Это настолько характерно, что в некоторых альбит-сподуменовых пегматитах уменьшение содержания лития с глубиной приводит к возрастанию содержания бериллия. Высокое содержание тантала известно только в тех жилах, которые одновременно обладают и высоким отношением Ta/Nb . Это и понятно, поскольку содержание ниобия от жилы к жиле и даже от зоны к зоне колеблется в сравнительно узких пределах (см. табл. 2, 4). Поэтому, установив в жиле высокое отношение Ta/Nb , мы можем с основанием говорить о высоком среднем содержании тантала, и наоборот.

В случае отсутствия возможности быстро проанализировать пробы на попутные компоненты можно пользоваться средним отношением элементов, известным в хорошо изученных месторождениях (табл. 43). Так, например, отношение BeO/Ta_2O_5 в альбит-сподуменовых пегматитах обычно колеблется от 2,3 до 6,8 и в среднем составляет 4,5. Поэтому, если знаем содержание BeO , можно ориентировочно судить и

о примерном содержании Ta_2O_5 , используя этот средний коэффициент и внося коррективы по данным визуального осмотра, а также учитывая геохимическую специализацию провинции. Аналогично и по другим металлам.

Таблица 43

Отношение содержания элементов в пегматитах
различных парагенетических типов

Местонахождение	$\frac{Li_2O}{BeO}$	$\frac{Li_2O}{Ta_2O_5}$	$\frac{BeO}{Ta_2O_5}$	$\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5}$
Альбит-сподуменовые пегматиты				
Европейская часть СССР	30,6	126	4,1	0,8
» »	46,3	313	6,8	0,5
Западная Сибирь	66,4	150	2,3	0,5
Восточная Сибирь	30,0	98	3,3	1,1
» »	23,4	195	8,3	0,6
» »	33,0	187	5,7	1
Среднее	35,3	158	4,5	0,75
Микроклин-альбитовые пегматиты со сподуменом				
Европейская часть СССР	16,6	32	1,9	3
Восточная Сибирь	27,6	130	4,7	1,1
Казахстан	7,1	26	3,7	1
Среднее	16	44	2,7	1,6
Альбитовые пегматиты со сподуменом				
Казахстан	5,3	13,3	2,5	1
»	—	—	2,6	3,4
Среднее	5,3	13,3	2,6	1,4

Эта зависимость особенно полезна при переоценке на тантал ранее разведанных бериллиевых или литиевых месторождений. Ею также удобно пользоваться на самой ранней стадии оценочно-разведочных работ, учитывая неодинаковую времяемкость и стоимость производства анализов на разные элементы. Например, бериллий легко и быстро может быть установлен спектральным количественным методом, тогда как тантал требует длительного и дорогого химического анализа. Поэтому по анализам бериллия можно предварительно судить о содержании тантала, а по пламеннофотометрическим анализам лития — о содержании бериллия и тантала и т. д.

Все то, что было сказано выше для типов пегматитов, справедливо применить и к отдельным зонам. Парагенезис элементов в зонах приведен в табл. 2. Из нее же видны и обычные соотношения элементов, по которым также можно делать соответствующие прогнозы.

Характер распределения редких элементов
в зонах

Укоренившееся представление о крайне неравномерном характере распределения редких элементов в гранитных пегматитах не всегда справедливо и часто приводит к переразведанности месторождений, а следовательно, к излишним затратам времени и средств. Если проанализировать распределение компонентов в отдельных пегматитовых

Характер распределения и поведения на глубину редких элементов в зонах различных типов редкометалльных пегматитов

Пегматиты	Зоны в последовательности их расположения от альбандов к центру жил	Примерный коэффициент вариации	Характер распределения по классификации В. И. Смирнова (1957)	Поведение содержания редких элементов с глубиной
Тантал и ниобий*				
Микроклин-альбитовые	Неравнозернистая или апографическая кварц-альбит-микроклиновая, крупнотаблитчатого альбита	60	Неравномерный	Постоянно
То же	Мелкозернистого альбита	80	»	»
»	Кварц-мусковитовая, кварц-клевеландит-сподуменовая, мелкопластинчатого альбита	80	»	Медленно понижается
»	Чешуйчатого лепидолита	100	»	Понижается
Альбитовые	Мелкозернистая кварц-альбитовая, сахаровидного альбита	60	»	Постоянно или медленно понижается
»	Клевеландита	100	»	Понижается
»	Чешуйчатого мусковита	100	»	»
Альбит-сподуменовые	Мелкозернистая кварц-альбитовая, кварц-альбит-сподуменовая	60	»	Постоянно
Бериллий				
Микроклиновые	Блоковая кварц-микроклиновая	180	Крайне-неравномерный	Быстро понижается
Микроклин-альбитовые	Мелкозернистого альбита	100	Неравномерный	Постоянно
То же	Кварц-мусковитовая, кварц-клевеландит-сподуменовая, мелкопластинчатого альбита	120	Весьма неравномерный	Медленно понижается
Альбитовые	Клевеландита	150	То же	Быстро понижается
Альбит-сподуменовые	Кварц-альбит-сподуменовая	70	Неравномерный	Постоянно
Литий				
Микроклин-альбитовые	Кварц-клевеландит-сподуменовая, мелкопластинчатого альбита	60	»	Постоянно
Альбит-сподуменовые	Кварц-альбит-сподуменовая	40	»	»
Цезий				
Микроклин-альбитовые	Мелкопластинчатого альбита	100	Крайне неравномерный	Медленно понижается

* Изменение содержания с глубиной указано только для тантала. Содержание ниобия с глубиной более или менее заметно возрастает, либо остается постоянным во всех зонах.

зонах, то легко убедиться в том, что некоторые из редких элементов, в том числе ведущих, обладают в них далеко не крайне неравномерным характером распределения. Так, например, содержание Li_2O в пробах керна по кварц-альбит-сподуменовой зоне одного из детально изученных нами месторождений колебалось от 0,97 до 3,13, т. е. самое

высокое содержание превышало самое низкое не более чем в 3 раза. Если учесть, что пробы, отобранные по керну, к тому же обладают низкой репрезентативностью, то такое колебание тем более следует считать сравнительно незначительным. Поэтому распределение лития в этой зоне может быть отнесено, по классификации В. И. Смирнова (1957), к категории руд с всего лишь неравномерным распределением рудного компонента. В то же время крайние значения содержаний такого элемента, как бериллий, даже по задирковым пробам, отобранным в блоковой кварц-микроклиновой зоне или зоне клевеландита, часто разнятся между собой в сотни раз. Естественно, в этом случае характер распределения будет крайне неравномерным.

В табл. 44 приведена примерная оценка степени равномерности распределения редких элементов в разных зонах. Как видно из этой таблицы, один и тот же элемент обладает неодинаковым характером распределения в разных зонах. Причем от внешних к центральным зонам, как правило, степень неравномерности распределения элементов увеличивается, что отчасти объясняется возрастанием в этом направлении размера выделений минералов, в том числе и редкометаллических.

Из табл. 44 видно также, что из всех элементов в целом наименее неравномерным характером распределения обладает литий (примерный коэффициент вариации 40—60), затем тантал и ниобий (60—100), а самым неравномерным — бериллий (70—180) и цезий (160).

Характер распределения, как известно, определяется многими факторами, в частности такими, как концентрация элементов и размер выделений редкометаллических минералов. Чем больше концентрация элемента в зоне и чем меньше размеры выделения содержащего его минералов, тем более равномерно при прочих равных условиях он будет распределен. Поэтому не случайно, что литий, обладающий наивысшей из всех других элементов концентрацией в зонах, в то же время и наименее неравномерно распределен. Хотя тантал и ниобий характеризуются низкой концентрацией, зато несущие их минералы обладают наименьшими размерами, что и обеспечивает сравнительно выдержанный характер их распределения. В случае же сочетания низкой концентрации элемента с крупными размерами содержащего его редкометаллического минерала возникает самый неравномерный характер распределения, как это имеет место для берилла в блоковой зоне.

Сказанное о характере распределения редких элементов в зонах необходимо учитывать не только при оценке, но и при определении густоты разведочных выработок и метода опробования пегматитовых тел.

Прогноз поведения редких элементов с глубиной

Следует еще раз особо подчеркнуть, что содержание редких элементов по падению жил не может быть сведено к единой схеме. В этом отношении не правы ни А. Е. Ферсман и К. А. Власов, из схем вертикальной зональности которых следует вывод об уменьшении содержания редких элементов с глубиной, ни В. Д. Никитин, согласно которому содержание редких элементов по падению жил должно возрастать. Поведение каждого элемента обладает известной индивидуальностью и изменяется в зависимости от обстановки (род вертикальной зональности, тип пегматита, вид рудной зоны, элементы залегания жил и т. п.). Но тем не менее для одних и тех же условий каждый элемент ведет себя по падению жил единообразно, что с успехом можно использовать при оценке жил (подробнее см. в главе третьей).

В настоящее время имеется значительный эмпирический материал для суждения о поведении редких элементов с глубиной не только в

целом по пегматитовому телу, но и по отдельным зонам. Такие сведения о поведении редких элементов на глубину в различных зонах, полученные при анализе фактических данных глубинной разведки многочисленных пегматитов, сведены в табл. 44. Как явствует из нее, содержание ниобия и лития в рудных зонах с глубиной несколько возрастает или остается постоянным, содержанием тантала и цезия, наоборот, всегда уменьшается. Содержание же бериллия по падению жил практически не изменяется во внешних зонах (расположенных до блокового микроклина I) и обычно уменьшается во внутренних зонах (расположенных после зоны блокового микроклина I).

Исключительную услугу при оценке пегматитовых жил на глубину может оказать выявленная взаимозависимость изменения содержания элементов по мощности и падению тела.

Сопоставление распределения редких элементов по мощности и падению жил обнаруживает очень тесную взаимозависимость их поведения в этих направлениях, что очень хорошо можно видеть из табл. 45.

Таблица 45

Взаимозависимость изменения содержания (в %) тантала и ниобия по мощности и падению пегматитовых тел

Зоны в последовательности от ранней к поздней	По мощности		По падению		
	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Расстояние от поверхности, м	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅

Альбит-сподуменовые пегматиты

Кварц-альбитовая	0,006	0,014	45	0,004	0,008
Кварц-альбит-сподуменовая	0,003	0,009	95	0,003	0,011
			145	0,005	0,011
			260	0,006	0,017

Альбитовые пегматиты

Кварц-альбитовая	0,012	0,025	0	0,015	0,011
Кварц-альбит-сподуменовая	0,025	0,015	20	0,015	0,012
Чешуйчатого мусковита	0,070	0,012	100	0,006	0,012

Эта зависимость для пегматитовых жил, в которых с глубиной тип пегматита не меняется (т. е. для случая вертикальной зональности первого рода), может быть сформулирована следующим образом: если среднее содержание редкого элемента в направлении от внешних к внутренним рудным зонам увеличивается, то с глубиной его среднее содержание в жиле будет уменьшаться. Наоборот, если по мощности пегматитового тела среднее содержание элемента от зальбандов к центру жилы уменьшается, то с глубиной оно будет всегда увеличиваться или останется без изменения.

Аналогичная закономерность хорошо выражена и в зонах. Из табл. 46 нетрудно видеть, что с глубиной содержание бериллия (точно так же и по другим элементам) хорошо выдерживается в тех зонах, в которых оно в направлении к центру жил не изменяется или уменьшается. Если же содержание редкого элемента в зоне к центру жилы возрастает, то с глубиной в данной зоне оно всегда понижается.

Этот вывод как для зон, так и в целом для пегматитовых тел

Взаимозависимость изменения содержания (в %) бериллия по мощности и падению зон (по данным подсчета запасов)

Зона	По мощности		По падению	
	Расстояние от внешней границы зоны, м	BeO	Расстояние от поверхности, м	BeO
Микроклин-альбитовые пегматиты				
Мелкозернистого альбита	0—2	0,338	0	0,227
То же	2—4	0,276	20	0,265
»	4—6	0,255	50	0,250
»	—	—	120	0,250
Кварц-мусковитовых гнезд	0—2	0,064	0	0,147
То же	2—4	0,070	20	0,126
»	4—6	0,142	50	0,096
»	—	—	120	0,050
Клевеландит-сподуменовая	0—2	0,047	0	0,066
То же	2—4	0,049	20	0,061
»	4—6	0,058	50	0,055
»	6—8	0,101	120	0,030

Альбитовые пегматиты

Клевеландита	0—0,1	0,03	10	0,380
»	0,1—0,2	0,07	40	0,250
»	0,2—0,3	0,20	65	0,100
»	0,3—0,45	1,10	125	0,030

может иметь серьезное практическое значение для прогнозирования поведения редких элементов на глубину, поскольку всегда несоизмеримо легче изучить изменение содержания элемента по мощности зоны или всей жилы, чем по ее падению.

Изменение содержания редких элементов в минералах по мощности пегматитовых тел

Характер распределения редких элементов в минералах по мощности пегматитовых тел до последнего времени был освещен слабо. В сущности лишь для калиевых полевых шпатов имелись определенные указания на возрастание в них содержания рубидия и цезия по мере продвижения от зальбандов к центру жил (Вернадский, 1909а, б; Adamson, 1942; Боровик-Романова, Соседко, 1957, 1958; Соседко, 1961). Известно также, что в ходе пегматитового процесса в бериллах возрастает содержание суммы щелочей, особенно лития и цезия (Вернадский, 1909а,б; Jenks, 1935; Дорфман, 1952; А. И. Гинзбург, 1955б; Беус, 1956) и в меньшей степени рубидия (Ситнин, Сажина, 1959). То же самое наблюдалось в турмалинах для лития и калия (Ферсман, 1940). Сведения о

характере изменения содержания других редких элементов и в иных минералах по мере перехода от зальбандов к центру жил фактически отсутствовали. Поэтому в свое время в серии работ мы по возможности подробно осветили этот вопрос на примере отчетливо зональных пегматитов Монгольского Алтая (Солодов, 1960, 1962а, в). Эти работы, пополненные материалами по пегматитам Казахстана, Кольского полуострова, Афганистана, и положены в основу настоящего раздела.

Изучение изменения содержания редких элементов в порообразующих минералах по мощности пегматитовых тел с большим эффектом может быть использовано для суждения о характере изменения их валового содержания по мощности пегматитов, поскольку, как это будет показано ниже, данные кривые распределения носят симбатный характер. В свою очередь по характеру изменения содержания редких элементов по мощности жил можно вполне определенно судить об их поведении на глубину.

Ранее (Солодов, 1960), на примере одного из самых сильно дифференцированных в мире пегматитовых тел был рассмотрен характер изменения содержания щелочных элементов, таллия и бериллия во всех наиболее распространенных минералах (микроклине, альбите, сподумене, слюдах, берилле и др.) по мере удаления от зальбандов и приближения к центру жилы, изображенной на фиг. 6. Результаты анализа приведены на графике (фиг. 59). Ниже кратко рассмотрен характер распределения перечисленных элементов, а также вновь изученных тантала и ниобия по ряду минералов данной жилы. И для сравнения приводится материал по другим пегматитовым телам.

Микроклин. Содержание в микроклинах щелочных элементов закономерно изменяется от зальбандов к центру жил. Содержание калия в этом направлении возрастает от 8,8 до 11,2%, а натрия падает от 1,92 до 1,07%, что объясняется соответствующим уменьшением в минерале количества пертитовых вростков.

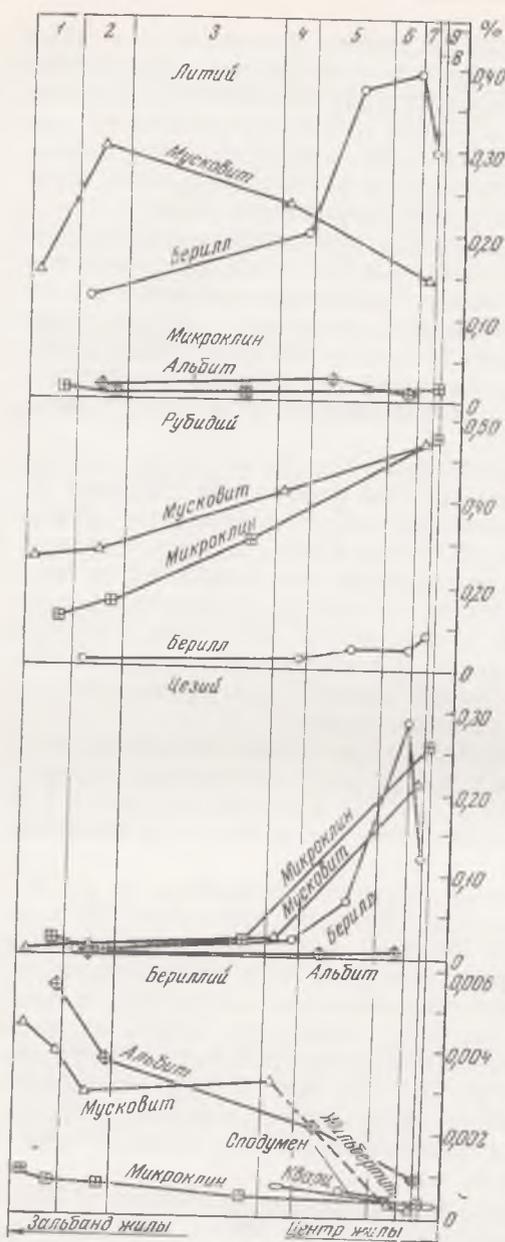
Содержание рубидия в микроклинe постепенно возрастает от 0,116% в краевой зоне до 0,55% в центральной. При этом отношение K/Rb соответственно уменьшается от 76 до 20, т. е. рубидий накапливается к центру не только по абсолютному содержанию, но и относительно калия. Содержание цезия очень резко увеличивается — от 0,006% в микроклинe из внешней зоны мелкозернистого альбита до 0,258% из центральной зоны блокового микроклина II, причем отношение K/Cs уменьшается от 1762 до 43, а Rb/Cs от 25,5 до 2,1. В эту закономерность, однако, не укладывается анализ микроклина из внешней графической зоны, содержание цезия в котором несколько больше, чем в микроклинe из зоны мелкозернистого альбита.

Абсолютное содержание лития в микроклинe очень невелико (0,003—0,016%); в целом оно также возрастает к центру жилы, хотя образец из краевой зоны подобно цезию несколько обогащен литием.

Содержание таллия возрастает от 0,0018% в образце из краевой зоны до 0,0061% из центральной. Отношение K/Tl в целом уменьшается, а отношение Rb/Tl и Cs/Tl не обнаруживают отчетливых изменений. При этом, аналогично литию и цезию, количество таллия в микроклинe из краевой графической зоны несколько больше, чем в микроклинe из соседней зоны мелкозернистого альбита, что не укладывается в общую закономерность.

Аналогичный характер распределения таллия и щелочных элементов наблюдается и в микроклинe по мощности других изученных зональных пегматитов (табл. 47).

Содержание бериллия в микроклинe отчетливо уменьшается от 0,00087% в краевой зоне до 0,00033% и менее в центральной зоне блокового микроклина II.



Фиг. 59

Содержание (в %) редких элементов в образцах минералов из различных зон микроклин-альбитового пегматита (содержание цезия в берилле на графике уменьшено в 10 раз)

Зоны:

- 1 — графическая,
- 2 — мелкозернистого альбита,
- 3 — блокового микроклина I,
- 4 — кварц-мусковитовая,
- 5 — кlevelandит-сподуменовая,
- 6 — кварц-сподуменовая,
- 7 — мелкопластинчатого альбита,
- 8 — блокового микроклина II и чешуйчатого лепидолита,
- 9 — блокового кварца

Слюды. Содержание калия и натрия в мусковитах уменьшается от краевой к внутренним зонам. Содержание рубидия и цезия возрастает соответственно от 0,257 и 0,006% в краевой зоне до 0,540 и 0,213% в зоне мелкопластинчатого альбита (жильбертит). В лепидолите, слагающем еще более позднюю зону, содержание рубидия и цезия соответственно достигает 1,70 и 0,293%.

Отношение K/Rb в мусковитах уменьшается от 26,9 до 10,7; K/Cs — от 1153 до 27, а Rb/Cs — от 42,8 до 2,5. Аналогично и содержание таллия в мусковите в направлении к центру жилы увеличивается. Одновременно несколько уменьшается отношение K/Tl, тогда как отношение Cs/Tl резко возрастает. Несколько увеличивается и отношение Rb/Tl.

Содержание лития в мусковитах изменяется не закономерно, но варьирует в сравнительно узких пределах: от 0,147 до 0,300%.

Содержание бериллия в мусковите колеблется в очень узких пределах (0,0030 — 0,047%), но тем не менее в целом оно уменьшается к центру жилы. Причем в более позднем жильбертите количество бериллия падает в 10 раз (0,0003%).

В общем аналогичный характер распределения таллия и щелочных элементов наблюдается и в слюдах по мощности других зональных пегматитов (см. табл. 47).

В мусковите, единственном минерале из этой жилы, удалось проследить характер изменения содержания тантала и ниобия по мере удаления от зальбандов (табл. 48). Для сравнения были проанализированы образцы еще из четырех жил (табл. 49). Во всех случаях содержание тантала в мусковите заметно возрастает к центру пегматитовых тел. Содержание же ниобия в мусковите из трех жил последовательно и закономерно уменьшается к центру жилы, но в одной сначала несколько возрастает, а затем падает. Отношение Ta/Nb в муско-

Содержание (в %) щелочных элементов и таллия, а также их отношения в микроклинах и мусковитах из разных зон пегматитовых жил микроклин-альбитовых пегматитов со сподуменом (Казахстан)

Зоны в последовательности их расположения от альбандов к центру жил	Na	K	Li	Rb	Cs	Tl	Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs	K/Tl	Rb/Tl
Микроклин												
Пегматоидная кварц-микроклин-альбитовая	2,13	7,88	0,0003	0,000	Не обн.	0,0006	0,27	87	7880	—	13 130	150
Блокового микроклина	1,57	7,74	0,006	0,250	0,002	0,0019	0,20	31	3870	125	3 870	125
Кварц-клевеландит-сподуменовая	1,23	10,02	0,001	0,310	0,003	0,0026	0,12	32	3340	103	3 850	119
Пустоты в кварц-клевеландит-сподуменовой зоне	0,76	11,56	0,001	0,280	0,002	0,0014	0,07	41	5780	140	8 260	200
Мусковит												
Кварц-микроклин-альбитовая (лежащий бок)	0,488	9,85	0,350	0,251	0,023	0,0011	0,05	39	492	11	8 950	251
Кварц-мусковитовый комплекс (висячий бок)	0,545	7,86	0,263	0,322	0,011	0,0012	0,07	24	714	29	6 600	322
Кварц-клевеландитовая	0,385	7,37	0,678	0,643	0,111	0,0023	0,05	11	67	6	3 685	321
Лепидолит из гнезд чешуйчатого лепидолита	0,270	7,29	1,82	0,741	0,144	0,0020	0,04	9	51	5	3 645	370

вите из всех жил закономерно увеличивается по мере приближения к центру пегматитов.

Альбит. Содержание цезия в альбитах возрастает от 0,001% во внешней зоне мелкозернистого альбита до 0,005% в центральной кварц-сподуменовой зоне. Количество рублидия также увеличивается от 0,001% во внешней зоне до 0,003% в сподуменсодержащих зонах. Содержание лития в альбитах сначала возрастает от 0,007 до 0,025%, а затем падает до 0,01%.

Таблица 48

Содержание (в %) тантала и ниобия в мусковитах из различных зон одного из сильнозональных пегматитов (Монгольский Алтай)

Зоны в порядке их расположения от зальбандов к центру жил	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	$\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5}$
Графическая кварц-микроклиновая	0,004	0,035	0,12
Мелкозернистого альбита	0,005	0,037	0,14
Кварц-мусковитовая	0,008	0,044	0,18
Кварц-сподуменовая (жильбертит)	0,008	0,007	1,14
Чешуйчатого лепидолита	0,016	0,018	0,8

Таблица 49

Характер изменения содержания (в %) тантала и ниобия в мусковитах по мощности пегматитов (Казахстан)

Зоны в порядке их расположения от зальбандов к центру жил	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta/Nb
---	--------------------------------	--------------------------------	-------

Микроклин-альбитовые пегматиты со сподуменом

Апографическая кварц-альбит-микроклиновая	Не обн.	0,045	0,02
Блокового микроклина I с кварц-мусковитовыми гнездами	» »	0,039	0,03
Чешуйчатого мусковита	0,001	0,024	0,04
Гнезда жильбертита	0,002	0,012	0,17

Микроклин-альбитовые пегматиты без сподумена

Мелкозернистая кварц-альбитовая (лежачий бок)	0,006	0,028	0,21
Кварц-мусковитовая (висячий бок)	0,008	0,025	0,32
Кварц-клевеландит-микроклиновая	0,008	0,023	0,35

Альбитовые пегматиты без сподумена

Апографическая кварц-альбитовая (лежачий бок)	0,005	0,043	0,12
Кварц-мусковитовая оторочка (висячий бок)	0,005	0,027	0,19
Чешуйчатого мусковита	0,007	0,027	0,26

Микроклин-альбитовые пегматиты со сподуменом

Кварц-мусковитовый комплекс	0,006	0,003	2
Гнезда чешуйчатого мусковита	0,013	0,006	2,2
Гнезда микрочешуйчатого мусковита	0,029	0,006	4,8
Гнезда жильбертита	0,009	Не обн.	> 10

Содержание бериллия в альбите закономерно и значительно уменьшается от 0,0056% в краевой зоне до 0,0009% в центральной зоне мелкопластинчатого альбита.

Берилл. Содержание калия в бериллах возрастает от 0,16% в зоне мелкозернистого альбита до 1% в центральной зоне мелкопластинчатого альбита. Содержание рубидия в этом минерале отчетливо увеличивается от 0,012% во внешней зоне до 0,085% в центральной, что подтверждает вывод А. А. Ситнина и Л. И. Сажинной (1959) о возрастании содержания Rb в бериллах с ходом пегматитового процесса. Отношение K/Rb изменяется сравнительно слабо и незакономерно. Содержание цезия в бериллах сильно увеличивается к центру жилы — от 0,071% в зоне мелкозернистого альбита до 2,86% в кварц-сподуменовый зоне, хотя в зоне мелкопластинчатого альбита оно снова уменьшается до 1,22%. Это, по всей вероятности, объясняется резким падением концентрации цезия в расплаве в самом конце процесса, когда в зоне мелкопластинчатого альбита начинает выпадать поллуцит. Отношение Rb/Cs (0,17—0,02) и K/Cs (2,2—0,1) в берилле в целом уменьшается к центру жилы.

Содержание таллия в бериллах хотя и не сильно, но увеличивается с приближением к центру жилы. При этом отношение K/Tl падает, а Cs/Tl возрастает. Отношение же Rb/Tl не имеет закономерных изменений.

Содержание натрия в бериллах колеблется в узких пределах (0,73—1,22%), и в целом оно изменяется без видимой правильности, хотя наименьшее количество этого элемента обнаружено в образце из самой внешней зоны. Содержание лития к центру жилы сильно возрастает — от 0,12 до 0,395%, но в самой центральной бериллсодержащей зоне несколько понижается (0,3%), по-видимому, также из-за понижения концентрации лития в конце процесса вследствие выделения сподумена.

Сподумен. Содержание лития в сподумене уменьшается от 3,45% во внешней (из сподуменсодержащих зон) клевеландит-сподуменовой зоне до 2,96% в центральной зоне мелкопластинчатого альбита. Содержание цезия сначала возрастает от 0,002 до 0,010%, а затем снова падает до 0,003%. Показательно, что изменение содержания цезия в сподумене симбатно его изменению в берилле и, видимо, обязано той же причине (см. выше). Несмотря на присутствие цезия во всех трех образцах сподумена, рубидий в них не обнаружен, а таллий отмечен в количестве 0,0004.

Содержание бериллия в сподумене в соответствии с обычной закономерностью понижается от 0,0006% в образце из клевеландит-сподуменовой зоны до 0,00042% в образце из кварц-сподуменовой.

Однако в сподумене из зоны мелкопластинчатого альбита обнаружено на целый порядок больше бериллия (0,0044%). По-видимому, этот образец был недостаточно чисто отобран.

Кварц. Очень любопытно, что содержание бериллия, как и во всех других минералах, падает от 0,0007% в кварце из кварц-мусковитовой зоны до 0,0003% в образце из центральной зоны блокового кварца.

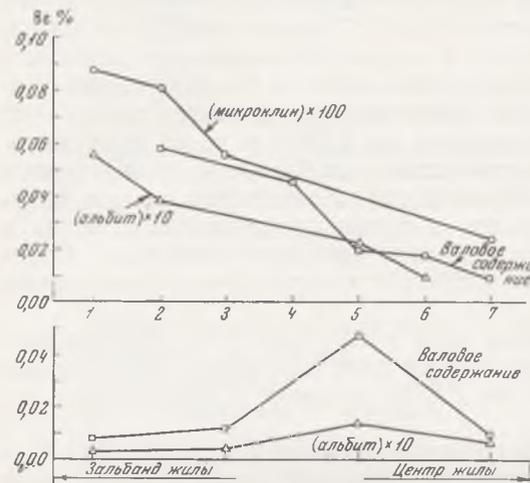
Таким образом, во всех рассмотренных выше минералах содержание цезия, рубидия и таллия имеет совершенно отчетливую тенденцию к возрастанию в направлении от зальбандов к центру жилы (см. фиг. 59). Причем содержание рубидия и таллия в минералах к центру жилы увеличивается сравнительно постепенно и равномерно, тогда как содержание цезия сначала повышается медленно, а затем делает резкий скачок вверх.

В противовес рубидию, цезию и таллию содержание бериллия во всех минералах отчетливо уменьшается в направлении от зальбандов к центру жил.

Важно отметить, что распределение элементов в минералах сходно с распределением их валового содержания в пегматитовых телах. От зальбандов к центру данной жилы содержание таллия, рубидия и цезия в минералах, так же как и их валовое содержание, возрастает. В этом же направлении содержание бериллия в минералах и его валовое содержание падают. А литий в обоих случаях занимает промежуточное положение и не обнаруживает отчетливых закономерностей.

В некоторых альбитовых пегматитах валовое содержание бериллия к центру не уменьшается, как в рассмотренном микроклин-альбитовом пегматите, а, наоборот, увеличивается. Но и в этих случаях содержание его в отдельных минералах изменяется строго симбатно изменению валового содержания (фиг. 60).

Хорошо подтверждает эту закономерность и описанное выше распределение тантала в мусковитах: содержание этого элемента в мусковите и его валовое содержание в жилах увеличиваются к центру. Содержание же ниобия в обоих случаях уменьшается. Нет никакого сомнения в том, что и в других минералах распределе-



Фиг. 60. Симбатное изменение валового содержания бериллия и его содержания в минералах по мощности жилы микроклин-альбитового (вверху) и альбитового (внизу) пегматита

ние этих элементов по мощности пегматитовых тел будет полностью аналогично характеру изменения их валового содержания в пегматитовых телах. К сожалению, низкий предел чувствительности (0,001%) химического анализа по этим элементам не позволяет пока проследить характер изменения их по мощности жил в других породообразующих минералах.

Таким образом, на основании изучения изменения содержания редких элементов в минералах по мощности жил можно вполне определенным образом судить о характере распределения валового содержания по мощности пегматитовых тел. Изучение характера изменения содержания элементов-примесей в минералах по мощности жил не представляет особых затруднений, ибо для этого не надо отбирать большого количества тяжеловесных проб с помощью трудоемкого бороздового или другого метода, как это делается при разведочном опробовании жил, а достаточно всего лишь небольших кусочков того или иного минерала, чтобы получить достаточно надежные результаты. Поэтому практическое значение данной зависимости вполне очевидно.

Как следует из табл. 50, из всех «сквозных» минералов содержание редких элементов в мусковитах отличается наименьшими колебаниями. Этот факт вряд ли можно объяснить низкой чувствительностью мусковита к изменениям концентрации редких элементов или его кристаллохимическими особенностями. Видимо, в данном случае сказывается влияние метасоматического способа его образования.

Обращает на себя внимание также тот факт, что наибольшие колебания содержания в минералах (в несколько десятков раз) свойственны содержаниям цезия, а наименьшие (в 1,5—5 раз) — содержаниям

Пределы содержания (в %) редких элементов в минералах жилы

Минерал	Cs			Rb		
	от	до	отношение большего содержания к меньшему	от	до	отношение большего содержания к меньшему
Микроклин	0,005	0,258	51,6	0,116	0,550	4,7
Альбит	0,001	0,005	10,0	0,001	0,003	6,0
Мусковит	0,006	0,025	4,2	0,257	0,420	1,6
Сподумен	0,002	0,010	5,0	Не обн.	Не обн.	—
Берилл	0,071	2,860	40,3	0,012	0,085	7,1
Кварц	—	0,001	—	—	Не обн.	—

Минерал	Li			Tl			Be		
	от	до	отноше- ние боль- шего со- держания к мень- шему	от	до	отноше- ние боль- шего со- держания к мень- шему	от	до	отноше- ние боль- шего со- держания к мень- шему
Микроклин	0,003	0,016	5,3	0,0010	0,0061	6,1	0,00033	0,00087	2,6
Альбит	0,007	0,025	3,6	—	—	—	0,00091	0,00500	6,1
Мусковит	0,150	0,200	2,0	0,0015	0,0022	1,5	0,00300	0,00470	1,6
Сподумен	—	—	—	—	—	—	0,00042	0,00060	1,4
Берилл	0,120	0,395	3,3	0,0004	0,0007	1,8	—	—	—
Кварц	—	0,011	—	—	—	—	0,00072	0,00030	2,4

Таблица 51

Баланс редких элементов, рассеянных в различных пегматитообразующих минералах (в %)

Минерал	Среднее содержа- ние минерала в жиле	Среднее содержание элементов в минерале				Доля элементов в минералах			
		Li	Rb	Cs	Be	Li	Rb	Cs	Be
Микроклин	41,5	0,006	0,269	0,026	0,00058	12,4	81,0	59,8	20,5
Кварц	28	0,003	0,000	0,000	0,00050	4,1	0,0	0,0	12,0
Альбит	18	0,015	0,002	0,003	0,00290	13,4	0,3	3,0	45,0
Мусковит	6	0,021	0,397	0,048	0,00360	65,8	17,0	16,0	18,5
Сподумен	5,7	—	0,000	0,007	0,00049	—	0,0	2,2	2,4
Берилл	0,3	0,275	0,040	1,035	—	4,1	0,1	17,2	—
Гранат	0,2	0,032	0,015	0,000	0,0030	0,03	0,02	0,0	0,5
Лепидолит	0,12	—	1,700	0,293	0,00720	—	1,5	1,7	0,8
Прочие	0,18	—	—	—	—	0,17	0,03	0,1	0,3
С у м м а	100,0					100,0	100,0	100,0	100,0

лития, таллия и бериллия. Это находится в полном соответствии с уменьшением от цезия к рубидию и литию пределов колебаний их концентраций в расплаве.

В табл. 51 приведен баланс распределения редких элементов в изученных минералах. Основная масса (около 66%) рассеянного лития находится в мусковите, главная часть рубидия (81%) и цезия (около 60%) рассеяна в микроклине, а наибольшее количество рассеянного бериллия заключается полевыми шпатами (65,5%), главным образом альбитом.

Если принять во внимание, что содержание элементов в минералах из разных зон жилы очень неодинаково, то для суждения о том, какие минералы и в какой степени благоприятны для вхождения различных редких элементов, необходимо сравнивать содержания этих элементов в минералах из одной и той же зоны или из зон, близких по условиям образования.

По убыванию содержания лития минералы из внешней зоны мелкозернистого альбита образуют следующий ряд: мусковит (0,3%), берилл (0,12%), альбит (0,007%), микроклин (0,003%). В центральных зонах мелкопластинчатого альбита, чешуйчатого лепидолита, блокового микроклина II и кварца на первом месте взамен мусковита оказывается берилл (0,3%), затем следуют жильбертит (0,147%), микроклин (0,016%), кварц (0,011%), альбит (0,01%). Можно предположить, что обогащение позднего берилла литием вызвано не столько превышением на заключительных стадиях пегматитового процесса общего содержания лития, сколько повышающейся в конце процесса «гостеприимностью» берилла по отношению к литию. Это подтверждается тем, что поздние бериллы даже в пегматитах с почти кларковым содержанием лития всегда содержат до 2—3% Li_2O , а ранние бериллы даже из литиевых пегматитов бедны литием. Например, в одном из изученных нами микроклин-альбитовых пегматитов берилл из ранней кварц-альбит-сподуменово́й зоны, расположенной до зоны блокового микроклина I (см. фиг. 9), содержит всего 0,05% лития, тогда как в призматическом берилле из блоковой кварц-микроклиновой зоны микроклинового пегматита, совершенно свободного от литиевых минералов, обнаружено 1,2% этого элемента.

По убыванию содержания рубидия минералы ранней зоны мелкозернистого альбита располагаются следующим образом: мусковит (0,27%), микроклин (0,153%), берилл (0,012%), альбит (0,001%), а в центральных зонах на первое место выходит лепидолит (1,7%), затем идут микроклин (0,55%), жильбертит (0,54%), берилл (0,085%), альбит (0,002%), сподумен и кварц (ниже предела чувствительности). Таким образом, к концу процесса микроклин по содержанию рубидия «догоняет» мусковит (см. фиг. 59).

По убыванию цезия минералы внешней зоны располагаются так: берилл (0,071%), мусковит (0,012%), микроклин (0,006%), альбит (0,001%). В центральных зонах имеем следующий ряд: берилл (1,22%), лепидолит (0,293), микроклин (0,258%), жильбертит (0,213%), сподумен (0,01%), альбит (0,005%), кварц (0,001%). Отсюда следует, что к концу процесса микроклин и по содержанию цезия становится богаче мусковита-жильбертита. Следует, однако, указать, что слюды обычно содержат больше рубидия и цезия относительно калия и лишь в поздней зоне отношение K/Rb для обоих минералов одинаково.

По убыванию таллия минералы внешних зон образуют такой последовательный ряд: мусковит (0,0015%), микроклин (0,0010%), альбит (0,0004%), берилл (0,0004%), а в центральных зонах — лепидолит (0,0072%), микроклин (0,0061%), мусковит (0,0022%), альбит (0,0010%), берилл (0,007%), сподумен (0,0004%).

Бериллием во внешней зоне наиболее богат альбит (0,0038%), затем мусковит (0,003%) и микроклин (0,0008%). В центральных зонах наибольшее количество этого элемента содержат лепидолит (0,0072%), далее в порядке понижения содержания располагаются: альбит (0,0009%) сподумен (0,0004%), кварц (0,0003%), жильбертит (0,0003%).

В целом по отношению к литию наиболее «гостеприимны» берилл и мусковит, к рубидию и таллию — лепидолит, мусковит и микроклин, к цезию — берилл и лепидолит, а к бериллию — лепидолит, альбит, мусковит. Особенно неожиданным является большее содержание бериллия в альбите, чем в мусковите.

Соотношение концентрированной и рассеянной форм нахождения редких элементов в пегматитах

В гранитных пегматитах почти все редкие элементы присутствуют в двух формах: в виде самостоятельных редкометалльных минералов и в форме рассеяния в породообразующих, второстепенных и прочих минералах. Выяснение соотношения этих двух форм нахождения редких элементов в пегматитах представляет не только теоретический, но и большой практический интерес, поскольку при химическом опробовании пегматитовых тел анализами проб устанавливается валовое содержание редкого элемента в пегматите, в то время как фактически извлекается лишь только та часть его, которая заключена в редкометалльных минералах.

Как уже отмечалось, изучением содержания в породообразующих минералах гранитных пегматитов таких редких элементов, как литий, цезий, бериллий, тантал и ниобий, занимались многие исследователи. Однако из элементов только для бериллия А. А. Беусом (1957) совместно с нами было ориентировочно подсчитано соотношение между рассеянным бериллием и бериллием, сконцентрированным в берилле.

Рассеяние редких элементов изучалось нами примерно по 15 пегматитовым телам Кольского полуострова и Казахстана. Материалы изучения были уже частично опубликованы ранее (Солодов, 1958, 1962в), поэтому здесь мы опускаем характеристику методики подсчета, а также арифметические выкладки и изложим лишь основные результаты.

Литий. В микроклин-альбитовом пегматите второго подтипа (см. фиг. 7), содержащем 0,45% лития (элементарного), все нелитиевые минералы в среднем содержат 0,02% этого элемента. Следовательно, в рассеянном состоянии находится $\frac{0,02 \times 100}{0,45} = 4,5\%$ лития. Остальная

часть, т. е. около 95%, заключена литиевыми минералами, главным образом сподуменом, в меньшей мере лепидолитом и монтебразитом и в незначительном количестве пурпуритом, литиофиллитом и др.

В другом пегматите аналогичного типа, содержащем только 0,17% лития (см. фиг. 6), среднее содержание его в нелитиевых минералах оказалось равным 0,022%. Следовательно, здесь в рассеянном состоянии находится 13% лития.

Выполненный аналогичным образом расчет по жиле альбитового пегматита (см. фиг. 11) показал, что в ней рассеяно всего только 3% лития, так как среднее содержание в породообразующих и прочих нелитиевых минералах составляет 0,01% при среднем валовом содержании его в жиле 0,36%.

Как видим, абсолютное рассеяние лития колеблется в довольно узких пределах (0,01—0,022%) и в основном определяется шириной развития мусковита — главного минерала-концентратора рассеянного лития. Относительное рассеяние варьирует в более широких пределах

(от 3 до 13%) и в литиевых пегматитах в значительной мере зависит от содержания лития в жиле, т. е. чем больше его валовое содержание, тем меньше относительное рассеяние.

К сожалению, по техническим причинам нам не удалось определить степень рассеяния лития в самых главных литиевых пегматитах, т. е. в альбит-сподуменовом типе, но порядок цифр здесь вполне очевиден — не более 3—5% лития будет находиться в рассеянном состоянии, если учесть его валовое содержание и распространенность мусковита.

Рубидий. Как известно, во всех типах пегматитов он полностью находится в рассеянном состоянии.

Цезий. Этот элемент полностью рассеян только в микроклиновых, альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитах. В микроклин-альбитовых же пегматитах второго подтипа он почти всегда образует собственный минерал — поллучит. Среднее содержание цезия в породообразующих и прочих нецезиевых минералах было определено в трех жилах этого типа. Оно оказалось равным: 1) 0,107% при валовом содержании его в жиле 0,42%; 2) 0,028% — при содержании 0,05% и 3) 0,018% — при содержании 0,025%.

Относительное рассеяние цезия в этих трех жилах соответственно составляет 25, 56 и 72%. Надо сказать, что в рассмотренных примерах 2—5% рассеянного цезия приходится на лепидолит и 3—17% — на берилл. Эти два минерала могут извлекаться при разработке жил, благодаря чему неизбежные потери цезия соответственно могут быть уменьшены на 5—20%.

Бериллий. В микроклин-альбитовых пегматитах второго подтипа среднее содержание бериллия в небериллиевых минералах равно: 1) 0,0012% при валовом содержании его в жиле 0,016%; 2) 0,0004% — при содержании 0,015%.

В альбитовых пегматитах среднее содержание бериллия в небериллиевых минералах равно: 1) 0,007% при валовом содержании его в жиле 0,025%; 2) 0,0009% — при содержании 0,020%.

Относительное рассеяние во всех этих жилах колебалось в довольно узких пределах — от 3 до 7,5%.

Тантал и ниобий. К сожалению, они не могут быть с достоверной точностью охарактеризованы в отношении степени рассеяния, потому что химические и спектрально-химические анализы на эти элементы обладают недостаточной чувствительностью. Поэтому приводимые ниже данные можно рассматривать лишь как ориентировочные.

В микроклин-альбитовом пегматите, содержащем 0,014% тантала и 0,006% ниобия, среднее содержание в нетанталовых минералах равно 0,0011% первого и 0,0008% второго, т. е. относительное рассеяние составляет 8% у тантала и 13% у ниобия.

В альбитовых пегматитах среднее содержание тантала в нетанталовых минералах равно: 1) 0,0007% при валовом содержании его в жиле 0,011%; 2) 0,0009% — при содержании 0,014%.

Относительное рассеяние тантала по обоим этим жилам одинаково и составляет 6,5%.

В тех же альбитовых жилах среднее содержание ниобия в нетанталовых минералах равно: 1) 0,0004% при валовом содержании его в жиле 0,004%; 2) 0,006% — при содержании 0,007%.

Относительное рассеяние ниобия в них соответственно составляет 10 и 9%.

По данным Ю. И. Филипповой (1967 г.) в альбит-сподуменовом пегматите, содержащем 0,017% Ta_2O_5 и 0,010% Nb_2O_5 , относительное рассеяние тантала в нетанталовых минералах равно 18,7%, а ниобия 25,6%. Правда, 13,1% тантала (от всего его количества в жиле) и 13,2% ниобия здесь приходится на касситерит, из которого они могут быть извле-

чены при гидрометаллургическом переделе. Поэтому собственно рассеяние тантала и ниобия в нетанталовых минералах, т. е. неизбежные потери этих элементов при обогащении, уменьшается до 5,6 и 13,4% соответственно.

Титан. Для сравнения приведем результаты определения степени рассеяния титана по одной из жил альбитового типа. Среднее содержание титана в нетитановых минералах равно 0,008% при его валовом содержании 0,021% и относительное рассеяние титана составляет:

$$\frac{0,008 \times 100}{0,021} = 38\%.$$

Таким образом, рассеяние различных редких элементов в породообразующих и прочих минералах микроклин-альбитовых пегматитов весьма различно (табл. 52).

Т а б л и ц а 52

Максимальная степень рассеяния редких элементов в породообразующих минералах изученных пегматитов

Элемент	Потенциалы ионизации, эв	Валовое содержание элемента в жиле, %	Среднее содержание в минералах элементов, находящихся в рассеянном состоянии, %	Относительное рассеяние, %
Nb	49,3	0,006	0,0008	12,5
Ta	44,8	0,014	0,0011	8,0
Be	18,12	0,016	0,0012	7,0
Li	5,36	0,45	0,020	4,5
Cs	3,87	0,42	0,107	25,0

Привлекает внимание тот факт, что рассеяние (среднее содержание в минералах) тантала, ниобия и бериллия, обладающих высокими потенциалами ионизации, почти не превышает 0,001%, тогда как у щелочных редких элементов, обладающих низкими потенциалами ионизации, рассеяние возрастает до сотых и даже десятых долей процента.

Как было сказано в главе третьей, тантал, ниобий и бериллий, обладающие высокими энергетическими показателями, характеризуются повышенной способностью образовывать собственные минералы, поэтому они сравнительно слабо рассеиваются, несмотря на наличие ионов с близкими радиусами. В связи с тем что элементы, характеризующиеся низкими энергетическими показателями, например литий, рубидий и цезий, обладают низкой способностью к образованию самостоятельных минералов, на их рассеяние решающее влияние оказывает отсутствие или наличие элементов с близкими ионными радиусами.

Вполне очевидно также, что чем выше валовое содержание редкого элемента в жиле, тем больше его абсолютное и меньше относительное рассеяние. Приведенные выше цифры рассеяния редких элементов вполне можно использовать для предварительного суждения по этому вопросу при оценке жил.

Использование редких элементов-примесей при поисках и оценке редкометальных пегматитов

За последние 10—15 лет многими крупными организациями страны (ВИТР, ВИРГ, Геолого-геохимический трест, территориальные геологические управления и др.) были проведены значительные тематические и методические исследования по разработке геохимических методов по-

исков редкометалльных пегматитовых месторождений. При этом основное внимание уделялось разработке методов поисков по гидрохимическим, биогеохимическим, первичным и вторичным ореолам рассеяния редких элементов (Чумаков, 1957; Гойко, 1959; Ермолаев, 1959; Суслова, 1959).

Гораздо меньшее внимание, да и то лишь отдельными исследователями, уделялось изучению возможностей использования редких элементов-примесей в минералах пегматитов для поисков оруденелых жил и предварительного суждения о характере и степени их редкометаллоносности. А между тем этот метод геохимических поисков и оценки редкометалльных пегматитов может быть очень эффективным как в условиях хорошей обнаженности, когда из сотен и тысяч вскрытых эрозий пегматитовых тел надо быстро и объективно выбрать наиболее перспективные для постановки на них геологоразведочных работ, так и в закрытых районах, когда по отдельным скальным выходам, развалам и высыпкам пегматитового материала необходимо определить, с какой формацией или парагенетическим типом пегматитов мы имеем дело.

Нельзя не напомнить также, что изучение элементов-примесей по другим генетическим типам месторождений позволяет уверенно решать целый комплекс важных вопросов. Так, например, Л. Н. Овчинников (1959, 1965) убедительно показал возможность эффективного использования элементов-примесей при изучении структуры, температуры образования и даже масштаба контактово-метасоматических и других рудных месторождений.

На возможность суждения о степени оруденелости редкометалльных пегматитов по содержанию в их минералах тех или иных редких элементов-примесей указывал ряд исследователей. А. И. Гинзбург (1950), наверное, одним из первых обратил внимание на то, что в жилах с видимым поллучитом лепидолиты содержат гораздо больше цезия, нежели лепидолиты из жил без видимого поллучита. Т. А. Боровик-Романова и А. Ф. Соседко (1958) выявили закономерное изменение отношения рубидия к цезию в микроклинах из пегматитов с поллучитом и без него. А. А. Беус (1956), как мы уже говорили выше, установил, что содержание бериллия в минералах из жил с бериллом заметно богаче его содержания в тех же минералах из жил без берилла.

Ниже, не претендуя на всестороннюю методическую разработку вопроса, мы попытаемся показать, что по анализам редких элементов-примесей в распространенных минералах пегматитов можно с достаточной надежностью определять как формации пегматитов (слюдоносные, редкометалльные, редкоземельные), так и парагенетический тип в формации редкометалльных пегматитов, что значительно упрощает и удешевляет производство поисково-оценочных работ, особенно в закрытых районах.

Для решения указанной задачи наиболее просто было бы использовать главные породообразующие минералы, т. е. микроклин, кислый плагиоклаз и кварц, поскольку они постоянно присутствуют в пегматитах всех формаций и типов. Однако только в микроклине содержание таких элементов, как литий, рубидий, цезий, таллий, варьирует достаточно широко. В плагиоклазах же и в кварце содержание всех редких элементов очень мало, поэтому перспективы их использования в качестве инструмента геохимических поисков невелики. Но следовало бы изучить возможность использования бериллия в кислых плагиоклазах для определения типа пегматитов.

Наряду с породообразующими минералами в поисково-оценочных целях могут быть использованы и другие второстепенные и даже редкометалльные минералы: мусковит, турмалин, гранат, берилл и др. Первые три минерала развиты почти во всех пегматитах, и их обнаруже-

ние и отбор на анализ в количестве 0,5—1 г не составляют большого труда. Что касается берилла, то он в редкометалльных пегматитах также присутствует во всех типах, а благодаря своей яркой окраске и часто правильной форме довольно легко обнаруживается в поле и потому без особых затруднений может быть использован в указанных целях.

Анализируя нижеприведенные данные, нетрудно видеть, что слюдоносные пегматиты совершенно четко отличаются от редкометалльных по содержанию в микроклине редких щелочных элементов (см. табл. 27):

	Слюдоносные пегматиты	Редкометалльные пегматиты
Li, %	Не обн.—0,0005	0,0005—0,0200
Rb, %	0,020—0,048	0,116—0,720
Cs, %	0,002—0,006	0,003—0,125
Rb/Cs (среднее)	8	13
K/Rb »	400	32
K/Cs »	3180	408

Не менее отчетливо пегматиты двух данных формаций различаются и по содержаниям этих элементов в мусковите:

	Слюдоносные пегматиты	Редкометалльные пегматиты
Li, %	0,004—0,020	0,150—0,678
Rb, %	0,030—0,130	0,200—0,640
Cs, %	0,001—0,014	0,006—0,125
Rb/Cs (среднее)	16	11
K/Rb »	132	22
K/Cs »	2080	240

Как явствует из этих цифр, наиболее однозначно в обоих минералах использование лития и рубидия, содержание которых в микроклинах и мусковитах из редкометалльных пегматитов примерно на порядок выше, чем в тех же минералах из слюдоносных пегматитов. Употребление цезия менее надежно, так как его содержания частично перекрываются. Нельзя применять для данных целей и анализы микроклина и мусковита на таллий, как это следует из табл. 38.

В поясах развития собственно редкометалльных и редкоземельных пегматитов наиболее удобно употреблять для их расчленения берилл. Содержание (в %) в нем не только редких щелочных элементов, но и таллия достаточно различно по этим формациям пегматитов (см. табл. 28, 32):

	Редкоземельные пегматиты	Редкометалльные пегматиты
Li	0,004—0,009	0,046—0,474
Rb	0,005—0,009	0,006—0,085
Cs	0,014—0,045	0,020—0,860
Tl	Не обн.—0,003	0,0003—0,0025

Наиболее надежны в этом случае таллий и литий, так как содержание рубидия и цезия хотя и незначительно, но перекрывается.

Любопытно, что по анализам отдельных минералов из пегматитов выявляется геохимическая специфика провинции даже в отношении халькофильных элементов. Так, например, С. М. Стишовым (на наших образцах) было установлено, что содержание свинца в микроклинах из

гранитных пегматитов Кольского полуострова изменяется от менее 0,0005 до 0,003% (среднее по восьми образцам — 0,0025%), а из пегматитов Монгольского Алтая — от 0,007 до 0,015% (среднее по девяти образцам — 0,011%). Таким образом, микроклин из пегматитов провинции, в пределах которой известны месторождения полиметаллов, в 5 раз богаче свинцом микроклина из пегматитов провинции, в пределах которой полиметаллические рудопроявления не выявлены.

Т а б л и ц а 53

Содержание * (в %) рубидия и цезия в микроклине из пегматитов различных типов

Пегматиты	Зоны в последовательности их расположения от зальбандов к центру жил	Количество образцов †	Rb			Cs			Rb/Cs	K/Rb **	K/Cs **
			от	до	среднее	от	до	среднее	среднее		
Альбит-сподуменовые	Блокового микроклина	4	0,27	0,46	0,37	0,005	0,027	0,018	21	27	556
Альбитовые	Блокового микроклина	6	0,35	0,64	0,47	0,014	0,040	0,023	20	21	435
Микроклин-альбитовые	Неравнозернистая кварц-микроклинная	4	0,16	0,60	0,36	0,016	0,045	0,031	12	28	322
То же	Апографическая кварц-альбит-микроклинная	6	0,35	1,40	0,91	0,038	0,160	0,097	9	11	103
»	Блокового микроклина	8	0,35	2,81	1,07	0,055	0,230	0,133	8	9	75

* Частично использованы материалы Т. А. Боровик-Романовой и А. Ф. Соседко (1957).

** Содержание калия условно принято равным 10% во всех образцах микроклинов, так как колебания его содержания незначительны и не могут существенно сказаться на отношении K/Rb и K/Cs.

Не менее эффективно содержание элементов-примесей можно использовать для определения парагенетического типа пегматитов в пределах той или иной провинции. В табл. 53 приведены содержания рубидия и цезия в блоковом микроклине из разных типов пегматитов Кольского полуострова. Как видно из нее, содержание этих элементов в блоковом микроклине закономерно уменьшается по мере перехода от микроклин-альбитовых пегматитов к альбитовым и альбит-сподуменовым, что находится в полном соответствии с уменьшением в этом направлении валового содержания данных элементов в самих пегматитах. От микроклин-альбитовых к альбитовым и альбит-сподуменовым пегматитам резко увеличиваются отношения Rb/Cs, K/Rb и K/Cs. По отношению этих элементов (особенно K/Cs, так как оно характеризуется наивысшим диапазоном колебаний) можно также определять парагенетический тип пегматита, но, как это будет показано несколько ниже, в большинстве случаев надежнее и удобнее сравнивать пегматиты по абсолютным содержаниям в минералах.

Особенно отчетливо типы различаются по содержаниям в микроклине цезия. Так, например, в характерных представителях различных типов пегматитов одной из изученных нами провинций Казахстана установлено строго симбатное изменение содержания этого элемента в микроклине и валового содержания в жиле:

	Валовое содержание Cs в жиле, %	Среднее содержание Cs в блоковом мик- роклине, %
Микроклиновые пегматиты . .	0,005	0,009
Микроклин-альбитовые пегма- титы с поллуцитом	0,050	0,044
То же	0,057	0,056
Альбитовые пегматиты второго подтипа	0,010	0,020
Альбит-сподуменовый пегматит	0,006	0,015

Наряду с анализами микроклинов для определения парагенетического типа пегматитов можно использовать и анализы по другим минералам. Имеющиеся в нашем распоряжении данные, хотя и отрывочные, позволяют полагать, что анализы мусковита на литий, тантал, ниобий и таллий, турмалина на литий, берилла на литий, цезий, таллий, граната на тантал, альбита на бериллий могут быть полезны в этой области. Следует, однако, иметь в виду, что в сравнении могут участвовать лишь образцы минерала одной и той же генерации, а еще лучше из одной и той же зоны. По микроклину, например, удобнее всего проводить сравнение на основании образцов, отобранных из блоковых зон, так как микроклин из внешних зон, богатых цезием микроклин-альбитовых пегматитов, может оказаться по содержанию этого элемента беднее блокового микроклина альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитов, не содержащих поллуцита (см. табл. 53). Точно так же следует сравнивать мусковиты одной генерации, т. е. либо только из кварц-мусковитового комплекса, либо только из зоны чешуйчатого мусковита (ярко-зеленый), и т. п. Турмалин из разных жил должен быть по крайней мере одного цвета с одинаковой чертой и сходной формой нахождения; точно так же бериллы и другие минералы.

И, наконец, необходимо сделать несколько замечаний технического характера. Во-первых, размер образцов для определения элементов-примесей может быть очень небольшим, т. е. буквально в объеме будущей навески на анализ, поскольку неравномерность характера распределения элемента в образцах минерала одной и той же генерации из данной жилы относительно невелика.

Во-вторых, количество образцов по каждой опробуемой точке может быть сведено к минимуму, т. е. практически к двум. Не один, а два образца желательнее отбирать для устранения всевозможных случайных ошибок, а также для уменьшения влияния неравномерности распределения элементов в анализируемом минерале.

В-третьих, в большинстве случаев не требуется отбирать минерал под биноклем. Образец должен быть макроскопически чистым. Этого вполне достаточно, поскольку, например, при анализе микроклина на цезий или рубидий небольшая примесь других минералов, не видимых невооруженным глазом (кроме поллуцита), не может сказаться заметно на содержании в нем этих элементов. Однако при анализе мусковитов и гранатов на тантал проверка их чистоты под биноклем необходима, потому что в них могут присутствовать тонкие включения тантало-ниобатов.

В-четвертых, для поисково-оценочных целей часто используют отношения взаимно коррелирующихся элементов: K/Rb, K/Tl, K/Cs, Tl/Cs, и т. д. Однако нетрудно видеть, что в большинстве случаев гораздо эффективнее использовать абсолютные содержания, поскольку для этого нужно определять вместо двух элементов только один. Кроме того, например, содержание калия в минералах колеблется очень незначительно, к тому же оно часто изменяется симбатно изменению содержания его обычных элементов, примесей. Поэтому разница между абсо-

лютыми содержаниями элементов-примесей в разных образцах минерала будет больше, чем между отношениями K/Rb , K/Cs или K/Tl . Точно такое же рассуждение, и даже в еще большей степени, применимо к отношениям Rb/Cs , Tl/Cs , Rb/Tl . Но оно не может быть применено к отношению Ta/Nb , поскольку эти элементы часто имеют антипатный характер распределения.

Применение геохимического метода поисков и оценки редкометалльных пегматитов просто и дешево в техническом исполнении, поэтому его следует всемерно внедрять в практику поисково-оценочных работ, особенно в закрытых районах. Даже в условиях тундры, тайги, степей и пустынь геолог хотя бы по редким скальным обнажениям, развалам и высыпкам пегматитов имеет возможность отобрать образцы отдельных минералов, анализ которых на те или иные элементы-примеси позволяет судить о принадлежности жил к определенной формации и типу и соответственно принять обоснованное решение о постановке по ней дальнейших разведочных работ. Но и при производстве поисково-оценочных работ в условиях хорошей обнаженности этим методом полезно дополнять визуальное изучение жилы в качестве объективного контроля.

Мы, разумеется, показали здесь лишь принципиальную возможность его применения. Для каждой редкометалльной провинции геолог обязан сам решить (с предварительной проверкой на уже выявленных месторождениях, если такие есть), по какому минералу и путем анализа на какие элементы проводить в данных конкретных условиях поиски и оценку жил.

ОБ ОСНОВНЫХ ОЦЕНОЧНЫХ ПАРАМЕТРАХ ТАНТАЛОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ

В последние годы большой размах в стране получили поисково-разведочные работы по танталосносным корам выветривания на пегматитах. Поиски, разведка и оценка кор выветривания пегматитов — дело новое (Солодов 1969; Солодов, и др., 1969; А. И. Гинзбург и др., 1970). И зарубежный, и отечественный опыт в этом отношении очень невелик. Поэтому мы остановимся здесь на самом главном вопросе, связанном с изучением и разведкой кор выветривания, — основных оценочных параметрах месторождений подобного типа.

При каком минимально-среднем содержании полезного компонента в танталосносных корях выветривания или переотложенных россыпях они будут представлять практический интерес и при каких минимальных запасах тантала месторождения данного типа можно считать заслуживающими внимания? Эти два параметра, естественно, являются главными при оценке месторождений. К сожалению, они в настоящее время очень слабо разработаны, поскольку опыт освоения подобного типа месторождений в нашей стране весьма невелик. Хотя за рубежом осуществляется добыча танталита из кор выветривания пегматитов, достаточно подробные сведения о геолого-экономических показателях их отработки отсутствуют.

Поэтому приводимые ниже соображения по данному вопросу лишь намечают некоторые сугубо ориентировочные пределы соответствующих параметров, которые в дальнейшем в каждом конкретном случае должны уточняться при составлении технико-экономического доклада в зависимости от разнообразия технико-экономических и геологических условий. Поскольку кора выветривания — это в сущности остаточная россыпь, то к оценке танталосносных коровых месторождений применимы все исходные положения оценки россыпей. К сожалению, относительно минимального размера промышленных россыпных месторождений тантала у исследователей нет единства мнений.

Согласно классификации месторождений тантала, приведенной в «Инструкции о порядке применения положения „О государственных денежных вознаграждениях за открытие новых месторождений полезных ископаемых, имеющих промышленное значение“» (1961), россыпи с запасами менее 20 т Ta_2O_5 являются непромышленными. Позднее А. С. Бабкин и Е. Н. Четвериков (1965) к категории мелких россыпей месторождений относили россыпи с запасами на порядок выше, т. е. запасы 300—500 т Ta_2O_5 , по их мнению, уже являются непромышленными. М. В. Поляков и С. В. Цепкина (1967) к числу мелких россыпных месторождений относят россыпи с запасом до 50 т Ta_2O_5 (табл. 54). Хотя минимального размера, при котором россыпь следует считать непромышленной, эти авторы не указывают, однако из текста их работы можно заключить, что в определенных условиях (например, для случая дражной добычи, которая для коровых месторождений редка, но не исключена совсем) возможна разработка даже россыпей с запасами 2—3 т Ta_2O_5 .

Таким образом, минимальный размер запасов Ta_2O_5 в россыпи, при котором она становится заслуживающей внимания разведчика, по мнению разных специалистов, колеблется в пределах двух порядков, т. е. от 2—3 до 300 т.

Группировка промышленных россыпных месторождений тантала в зависимости от запасов в них Ta_2O_5 (в т)

Небольшие или мелкие	Средние I группы	Средние или крупные	Крупные или очень крупные	Уникальные	Автор
Более 20 300—500	Более 30 500—1500	Более 50 —	Более 100 Более 1500	— Более 15 000	Инструкция, 1961 А. С. Бабкин, Е. Н. Четвериков (1965), М. В. Поляков, С. В. Цепкина (1967)
До 50	50—250	250—500	500—2000	Свыше 2000	

Таблица 55

Группировка россыпных месторождений по качеству руд

Полезный компонент	Убогие	Бедные	Рядовые	Богатые	Очень богатые	Автор
Ta_2O_5 , %	—	0,0005— 0,001	0,001— 0,0015	Более 0,0015	—	А. С. Бабкин, Е. Н. Четвериков (1965) То же
Танталит *, $г/м^3$	—	25—50	50—75	Более 75	—	
Танталит, $г/м^3$	Менее 25	25—50	50—100	100—500	Более 500	М. В. Поляков, С. В. Цепкина (1967)

* При содержании в нем более 50% Ta_2O_5 .

Таблица 56

Минимально-среднее промышленное содержание Ta_2O_5 и танталит-колумбита в зависимости от сорта концентрата

Содержание Ta_2O_5 в концентрате, %	Извлекаемое минимально-среднее промышленное содержание		Минимально-среднее промышленное содержание Ta_2O_5 в недрах, %	
	Ta_2O_5	танталит-колумбит, $г/т$		
Не менее	50,0	0,0007	15	0,002
	33,0	0,0009	30	0,0025
	21,0	0,0011	60	0,003
	12,0	0,0024	200	0,006
	6,0	0,0024	380	0,003

Однако следует учитывать, что большинство выявленных кор выветривания и переотложенных россыпей в СССР развиты главным образом в средней полосе (Урал, Украина, Казахстан и др.) И многие ныне выявленные месторождения тантала этого типа находятся в экономически освоенных районах, вблизи или даже на площади горных отводов действующих горнообогатительных комбинатов (ГОКов). Именно таким предприятиям, даже если они имеют совсем другой профиль, и должна быть поручена разработка кор выветривания. Возможно также создание разведочно-эксплуатационных предприятий, различных производственных бригад сезонного типа и т. п. Однако и эти предприятия организационно удобнее создать в составе действующих ГОКов (в виде самостоятельных цехов).

При такой организации разработки танталосодержащих кор выветривания вопрос о размерах месторождений данного генетического типа от-

падает. В сущности можно будет обработать даже самые мелкие месторождения с запасами в несколько тонн и десятков тонн Ta_2O_5 , особенно если они располагаются поблизости одно от другого, как это часто имеет место. Понятно, что при обнаружении колумбитоносных кор выветривания с запасами во многие сотни или тысячи тонн Ta_2O_5 они вполне могут явиться хорошей сырьевой базой для строительства самостоятельных ГОКов.

Что касается минимально-среднего промышленного содержания танталита в россыпи, то по этому вопросу упомянутые выше исследователи занимают близкую позицию (табл. 55). К категории бедных руд, т. е. находящихся на грани рентабельности, А. С. Бабкин и М. В. Поляков одинаково относят россыпи с содержанием танталита (при 50% Ta_2O_5 в нем) 25—50 г/м³ или 13—25 г/т. Видимо, это содержание и можно рассматривать как минимально-среднее промышленное содержание для россыпей, содержащих танталовый концентрат наивысшего качества (т. е. более 50% Ta_2O_5).

Но поскольку цена танталовых концентратов сильно варьирует в зависимости от содержания в них Ta_2O_5 , то должны сильно различаться минимально-средние промышленные содержания и Ta_2O_5 , и танталит-колумбита в россыпи в зависимости от сорта добываемого концентрата. Эта разница особенно велика при выражении анализов в граммах на тонну колумбит-танталита, поскольку содержание в нем Ta_2O_5 колеблется в очень больших пределах — от 5 до 50% и более.

В табл. 56 приведены рассчитанные нами минимально-средние промышленные содержания извлекаемого танталит-колумбита и извлекаемой Ta_2O_5 . Еще раз повторяем, что это лишь ориентировочные цифры, которые в зависимости от размеров месторождений, наличия попутных компонентов и других геолого-экономических параметров могут в конкретных условиях заметно отклониться в любую сторону. Хотя следует сказать, что недавно в одном из геологических управлений для одного из месторождений танталоносных кор выветривания в пегматитах минимально-среднее содержание колумбита, содержащего 21% Ta_2O_5 , было определено технико-экономическими расчетами на уровне 60 г/т, что совпадает с полученным нами для этого сорта. Следовательно, и для других сортов концентрата минимально-среднее содержание Ta_2O_5 и танталит-колумбита теперь можно считать в какой-то степени апробированным.

Учитывая, что извлечение полезного компонента при низких содержаниях минерала обычно составляет 35—54%, минимально-среднее промышленное содержание Ta_2O_5 в недрах будет соответственно колебаться в пределах 0,002—0,006% (см. табл. 56). Подобные содержания тантала встречаются даже в так называемых безрудных пегматитах, слагающих в редкометальных пегматитовых полях основную массу жил. Они нередко наблюдаются и в слабооруденелых субщелочных гранитах.

Приведенные в табл. 56 минимально-средние содержания танталит-колумбита (и Ta_2O_5) рассчитаны на монокомпонентные руды и притом для благоприятных географо-экономических условий. В конкретной обстановке они могут быть понижены за счет извлечения попутных компонентов (касситерита, берилла, кварца для плавки, микроклина, каолинита и др.) или повышены, если географо-экономические условия будут менее благоприятны. Запасы в расчетной россыпи были приняты равными 100 т Ta_2O_5 . Поэтому для более крупных россыпей минимально-средние содержания Ta_2O_5 и колумбита также могут быть значительно понижены.

Приведенные цифры могут использоваться только на самой ранней стадии оценки кор выветривания. Разумеется, они вовсе не подменяют необходимости составления ТЭДа

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время накопленный опыт по изучению, разведке и разработке редкометальных пегматитов позволяет свести к минимуму неточности, а в большинстве случаев и совсем исключить возможность неправильной оценки масштаба и качества запасов пегматитового месторождения по весьма ограниченному числу разведочных данных либо даже полностью на основании принципа аналогии.

Широкое применение апробированных практикой поисково-оценочных критериев при поисках и разведке редкометальных пегматитов может существенно повысить эффективность поисково-разведочных работ и оказать действенную помощь в создании надежной и высококачественной минерально-сырьевой базы редких металлов.

Наряду с охарактеризованными выше критериями определенное значение при оценке пегматитов имеют географо-экономические, горно-технические и гидрогеологические условия их разработки, характер проявления пострудной тектоники, структура месторождений и ряд других факторов, универсальных для любых типов месторождений и достаточно детально обсужденных в соответствующих специальных руководствах (Крейтер, 1956), поэтому мы на них не останавливались.

Здесь лишь хотелось бы подчеркнуть, что оценка пегматитов, как и любых других рудопроявлений, — сложный процесс, требующий не только осторожного и продуманного анализа по возможности большого числа оценочных критериев, но также высокой квалификации, большой эрудиции и гражданского мужества геолога.

Пегматиты можно рассматривать как природную модель магматического процесса, удобную для изучения самых разнообразных геологических и геохимических явлений, поскольку разнообразные процессы кристаллизационной дифференциации, гравитационного расслоения, эманационной сепарации вещества, геохимическое поведение элементов, факторы их концентрации и рассеяния в пегматитах и магматических породах имеют много общего. Многие черты внутреннего строения и генезиса магматических пород и пегматитов очень близки, а зачастую и полностью идентичны.

Из этого следует, что в настоящее время, когда наряду с жильными месторождениями промышленное значение начинают приобретать целые массивы нефелиновых сиенитов, щелочно-ультраосновных пород, танталоносных гранитов, редкометальных субщелочных гранитоидов, продуманное распространение хорошо изученных закономерностей распределения редких элементов в пегматитах на соответствующие магматические породы, без сомнения, может оказать действенную помощь при направлении по ним научно-исследовательских и поисково-разведочных работ, а также при выявлении новых источников редкометального сырья.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулаев Х. М., Гинзбург А. И.* К вопросу о классификации гранитных пегматитов.— Сов. геология, 1962, № 1.
- Алексеев А. Г., Федорова Л. А.* Рентгенографическое исследование катализированной кристаллизации стекол.— В кн.: «Стеклообразное состояние», вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Альтгаузен М. Н.* Канское месторождение пегматитов.— В кн. «Пегматиты СССР», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Альтгаузен М. Н.* К поискам тантала и ниобия.— Сов. геология, 1946, сб. 10.
- Аренс Л. Х., Либенберг У. Р.* Геохимическое исследование редких элементов южноафриканских минералов и пород.— В кн. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Арnaudов В., Петрусенко Св.* Първична акцесорна минерализация в пегматита от находище Вищерица, Западни Родопи.— Изв. на Геол. ин-та Бълг. АН, геохим. и петрогр., 1967, 16.
- Бабаев К. Л.* Некоторые вопросы генезиса пегматитов.— Труды Ин-та геологии АН Узб. ССР, 1954, вып. 2.
- Бабаев К. Л.* Генетические особенности гранитных пегматитов Средней Азии.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол.). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Бабаев К. Л.* Гранитные пегматиты Средней Азии.— Труды САИГиМС, 1961, вып. 1.
- Бабкин А. С., Четвериков Е. Н.* О современных требованиях к оценке месторождения тантала, бериллия и ниобия.— Разведка и охрана недр, 1965, № 1.
- Баженова Л. Н.* О микроклине из пегматитов Западного Приазовья.— Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9.
- Барсанов Г. П.* Структурные особенности строения метамиктных ниоботанталатов.— Труды Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 10.
- Барсанов Г. П., Гинзбург А. И.* Торолит-танталит олова из месторождения Калбинского хребта.— Докл. АН СССР, 1946, 54, № 7.
- Барсанов Г. П., Шевелева В. А.* Материалы по изучению люминесценции минералов. Свободные атомы элементов и интерметаллические соединения.— Труды Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8.
- Барсуков В. Л.* К геохимии олова.— Геохимия, 1957, № 1.
- Бартнев Г. М.* Термодинамика и строение растворов. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Безбородько Н. И.* Главные типы месторождений полевых шпатов.— Материалы совещ. по полевому шпату. Изд. Геол. ком., 1928.
- Белов Н. В.* По поводу работы А. А. Беуса «О положении щелочных металлов в структуре берилла». — Геохимия, 1959а, № 3.
- Белов Н. В.* Кристаллохимия основного (петрологического) процесса кристаллизации магмы.— В сб. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». М., Изд-во АН СССР, 1959б.
- Белов Н. В.* Основной магматический процесс в свете кристаллохимии.— В кн. «Химия земной коры», т. I, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Белякова Л. Т., Мареева З. И.* Рассеянные элементы.— В сб. «Минеральные ресурсы зарубежных стран», ч. II. М., Госгеолтехиздат, 1964.
- Белянкина Е. Д.* Некоторые данные по спектроскопическому изучению пород и минералов слюдоносных пегматитов.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 10.
- Белянкина Е. Д., Гурьева Э. Я., Игнатова М. Д., Петров В. П., Толстихина К. Н.* Генезис и типизация промышленного мусковита.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 12.
- Бескин С. М.* О возможном механизме формирования зональных пегматитовых тел с мнгароловыми пустотами.— Труды ВНИИП, 1961, 5.
- Бетехтин А. Г.* Понятие о парагенезисе минералов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949а, № 2.
- Бетехтин А. Г.* О генерациях рудных минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1949б, ч. 78, вып. 3.
- Бетехтин А. Г.* Минералогия. М., Госгеолтехиздат, 1950.
- Бетехтин А. Г.* Об основном законе геохимии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, вып. 3.
- Беус А. А.* Вертикальная зональность пегматитов на примере пегматитового поля Аксупуштиру (Туркестанский хребет). — Докл. АН СССР, 1948, 10.
- Беус А. А.* О зональности гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 6.
- Беус А. А.* К вопросу о происхождении зональности гранитных пегматитов.— Докл. АН СССР, 1954, 97, № 1.
- Беус А. А.* Бериллий. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Беус А. А.* К геохимии бериллия в гранитных пегматитах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 8.
- Беус А. А.* О положении щелочных металлов в структуре берилла.— Геохимия, 1959, № 3.

- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Беус А. А., Залашкова Н. Е. О метасоматическом генезисе натриевой модификации берилла в гранитных пегматитах. — Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, 1965, № 10.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Беус А. А., Федорчук С. Н. О кларке бериллия в гранитных пегматитах. — Докл. АН СССР, 1955, 104, № 1.
- Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. — Записки Всес. мин. об-ва, 1949, ч. 80, вып. 2.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Бобович Я. С. Исследование процесса катализированной кристаллизации методом спектров комбинационного рассеяния света. — В кн. «Стеклообразное состояние», вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Борисенко Л. А., Рябчиков И. Д. Распределение галлия в минералах. — Геохимия, 1962, № 1.
- Боровиков П. П. Магматический и структурный контроль пегматитовых месторождений. — Материалы по геологии месторождений пегматитовых полезных ископаемых. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 57.
- Боровик-Романова Т. Ф., Соседко А. Ф. Содержание редких щелочей в минералах из пегматитовых жил Кольского полуострова, по спектральным анализам. — Геохимия, 1957, № 5.
- Боровик-Романова Т. Ф., Соседко А. Ф. О содержании рубидия в бериллах пегматитовых жил Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1958, 118, № 3.
- Ботвинкин О. К. Физическая химия силикатов. М., Промстройиздат, 1965.
- Боуэн Л. Т., Таттл О. Ф. Физико-химическое изучение полевых шпатов. — В кн. «Полевые шпаты», М., ИЛ, 1952.
- Бродский А. Н. Физическая химия. Ч. II. М., Геохимиздат, 1948.
- Бужинский И. М., Сабалева Е. И., Хомяков А. Н. Изменение физических свойств стекол, минерализованных двуокисью титана в процессе термообработки. — В кн. «Стеклообразное состояние», вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Варламов Н. Современные направления в изучении пегматитов, обзор работ по пегматитам Бельгийского Конго и Руанда-Урунди; классификация пегматитов Бельгийского Конго и Руанда-Урунди. — В кн. «Пегматиты Центральной Африки». М., ИЛ, 1958.
- Вернадский В. И. О цезии в полевых шпатах. Изв. Акад. наук, серия VI, 1909а, № 3.
- Вернадский В. И. Заметки о распространении химических элементов в земной коре. I. К истории рубидия, цезия и таллия. II. О распределении таллия в земной коре. — Изв. Акад. наук, серия VI, 1909б, № 12.
- Вернадский В. И. О рубидиевом и цезиевом полевом шпате. — Изв. Акад. наук, серия VI, 1911, № 7.
- Вернадский В. И., Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. ОНТИ, 1937.
- Вертушков Г. Н. Пегматиты Мурзинско-Адуйского района. — В сб. «Минералогия Урала». Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1954.
- Верцинер В. Н., Дегтева Л. В. Электронномикроскопическое исследование катализированной кристаллизации стекла. — В кн. «Стеклообразное состояние», вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — Геохимия, 1956, № 1.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Власов К. А. О теории десиликации гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 2.
- Власов К. А. Значение формы гранитных пегматитов. — Докл. АН СССР, 1943, 41, № 9.
- Власов К. А. Тектурно-генетическая классификация гранитных пегматитов. — Докл. АН СССР, 1946, 36, № 3.
- Власов К. А. К вопросу о генезисе пегматитов. — Докл. АН СССР, 1951, 78, № 2.
- Власов К. А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Власов К. А. Генезис редкометалльных гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 5.
- Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометалльных гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956а, № 1.
- Власов К. А. Эманационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов. — В кн. «Вопросы геохимии и минералогии». М., Изд-во АН СССР, 1956б.
- Власов К. А. Основные генетические типы редкометалльных месторождений и факторы их образования. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 22.
- Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их тектурно-парагенетические типы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.
- Власов К. А. Периодический закон и изоморфизм элементов. М., Изд. ИМГРЭ, 1963.

- Власов К. А. Периодический закон, изоморфизм и парагенезис элементов.— Докл. АН СССР, 1964, 155, № 5.
- Власов К. А. Генезис пегматитов.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 6). М., изд-во «Недра», 1965.
- Войткевич Г. А. Проблемы радиогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. — Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.
- Воскресенская Н. Т. К геохимии таллия и рубидия в изверженных породах. — Геохимия, 1959, № 6.
- Воскресенская Н. Т., Титкова Н. Ф., Шуляковская Н. С., Цинь Цуй-ин. К геохимии таллия, рубидия и лития в магматическом процессе. — Геохимия, 1962, № 3.
- Генкин А. Д. и др. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат. 1958.
- Герасимовский В. И. Пегматиты Ловозерского щелочного массива.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1939, серия мин. и геохим., вып. 18.
- Герасимовский В. И., Знаменский Е. В. Закономерности распределения ниобия и тантала в магматических горных породах. — В сб. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Герасимовский В. И., Кахана М. М., Родионова Л. М. О соотношении ниобия и тантала в агапитовых породах Ловозерского щелочного массива. — Геохимия, 1957, № 5.
- Герасимовский В. И., Лебедев В. И. О содержании цезия в породах Ловозерского массива.— Геохимия, 1960, № 6.
- Гинзбург А. И. О химическом составе минералов группы колумбита-танталита. — В кн. «Вопросы минералогии, геохимии, и петрографии». М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Гинзбург А. И. Поисковые признаки редкометаллических пегматитов.— Разведка недр, 1949, № 3.
- Гинзбург А. И. О некоторых особенностях сподуменовых месторождений. Разведка недр, 1950, № 1.
- Гинзбург А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях, и их оценке. — Разведка недр, 1952, № 2.
- Гинзбург А. И. О марганцево-фосфатном типе пегматитов. — В сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Гинзбург А. И. О минералах — геохимических индикаторах и их значении при поисках руд редких металлов в пегматитах. — Докл. АН СССР, 1954, 98, № 2.
- Гинзбург А. И. К вопросу о химическом составе берилла. — Труды Мин. музея АН СССР, 1955а, вып. 7.
- Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов.— Труды Мин. музея АН СССР, 1955б, вып. 7.
- Гинзбург А. И. О некоторых особенностях геохимии тантала и типах танталового оруденения. — Геохимия, 1956, № 3.
- Гинзбург А. И. Некоторые особенности геохимии лития. — Труды Мин. музея АН СССР, 1957а, вып. 8.
- Гинзбург А. И. Об изоморфных замещениях в литиевых слюдах. — Труды Мин. музея АН СССР, 1957б, вып. 8.
- Гинзбург А. И. Генетические типы месторождений редких элементов.— Разведка и охрана недр, 1957в, № 6.
- Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса.— В кн.: «Минералогия и генезис пегматитов». (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол.). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гинзбург А. И., Волженкова А. А., Полкунов В. Ф. О некоторых особенностях сподуменовых пегматитов, залегающих в карбонатных породах. — Геол. рудных месторождений, 1961, № 1.
- Гинзбург А. И., Гинзбург И. В. О голышквистите. — Докл. АН СССР, 1950, 74, № 6.
- Гинзбург А. И., Овчинников Л. Н., Солодов Н. А. Типы месторождений и их промышленное значение.— Геол. рудн. м-ний, 1970, № 4.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов.— Геол. рудных месторождений, 1960, № 1.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О поисково-оценочных критериях на редкометаллические пегматиты, выдвинутых К. А. Власовым.— Сов. геология, 1961, № 3.
- Гинзбург И. В. Об изменении вещественного состава гранитной магмы, ведущем к образованию литиевых пегматитов.— Труды Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 10.
- Гинзбург И. И. Классификация полевошпатовых месторождений. — Материалы Совещ. по полевошпату. Изд. Геол. ком., 1928.
- Гойко Е. А. Некоторые данные по геохимии лития, рубидия, цезия и бериллия в натролитивших пегматитах. Сб. 2. Новое в методике разведки. Л., Госгеолтехиздат, 1959.
- Гольдшмидт В. М. Проблемы и методы геохимии.— В кн. «Основные идеи геохимии». М. — Л., Госхимиздат, 1933.
- Гольдшмидт В. М. Сборник статей по геохимии редких элементов. М.— Л., ОНТИ, 1938.
- Гольдшмидт В. М. Геохимические принципы распределения редких элементов.— В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., ИЛ, 1952.

- Горлов Н. В. Закономерности размещения архейских пегматитов и связи со структурами вмещающих пород.— Докл. АН СССР, 1956, 107, № 4.
- Горлов Н. В. Структурные предпосылки и прогнозирование архейских пегматитов на территории Северо-Западного Беломорья.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 19.
- Горлов Н. В., Симонова Г. Ф. К вопросу о генезисе слюдоносных пегматитов северо-западного Беломорья.— Записки Всес. мин. об-ва, 1957а, ч. 86, вып. 6.
- Горлов Н. В., Симонова Г. Ф. Закономерности размещения мусковита в пегматитах северо-западного Беломорья.— Докл. АН СССР, 1957б, 117, № 5.
- Горощенко Н. А. Химия ниобия и тантала. Киев, изд-во «Наукова думка», 1965.
- Григорьев Д. П. О генезисе минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1947, ч. 76, вып. 1.
- Григорьев Д. П. Некоторые явления генезиса минералов в жилах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1954, ч. 83, № 3.
- Давиденко И. В. Некоторые геохимические особенности процессов образования пегматитов.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». М., изд-во «Недра», 1965.
- Данилов В. И. Строение и кристаллизации жидкостей. Киев. Изд-во АН УССР, 1956.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М., изд-во «Мир», 1965.
- Дворкин-Самарский В. А. Мамский тип гранитных пегматитов и их слюдоносность.— Автореф. канд. дисс. Улан-Удэ, 1955.
- Демин А. М., Хитаров Д. Н. Геохимия калия, рубидия, таллия в приложении к вопросам петрологии.— Геохимия, 1958, № 6.
- Дмитриев С. Д. Структуры гранитных пегматитов Прибалхашья и некоторые особенности их формирования.— Записки Всес. Мин. об-ва., 1958, вып. 9.
- Долгов Ю. А. Особенности генезиса высокотемпературных кварцев.— Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9.
- Долгов Ю. А. Включения сетчатых кварцев в пегматитах Волини и данные термовзвучкового анализа.— Труды ВНИИП, 1957, 1, вып. 2.
- Долгов Ю. А. Термодинамические условия образования камерных пегматитов.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963, 1, вып. 15.
- Долгов Ю. А. Вопросы генезиса пегматитов по материалам изучения флюидов в минералах.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». (Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 6). М., изд-во «Недра», 1965.
- Долгов Ю. А., Бакуменко И. Т. О высокотемпературном пневматолитовом кварце Золотой горы.— Докл. АН СССР, 1964, 159, № 5.
- Дорфман М. Д. К вопросу определения генезиса берилла.— Докл. АН СССР, 1952, 32, № 4.
- Дымков Ю. М. Морфология выделений поллуцита и их генезис.— Труды Мин. музея АН СССР, 1953, вып. 5.
- Дэмбо Т. М. Об эмпирическом происхождении кварцевых востков графических пегматитов Степняковского района.— Записки Всес. мин. об-ва, 1949, ч. 78, вып. 1.
- Елисеев Э. Н. Окраска амазонита.— Записки Всес. мин. об-ва, 1949, ч. 78, № 1.
- Ермаков Н. П. Методика термометрического анализа, минералов из гидротермальных месторождений.— Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов (температура и агрегатное состояние). Харьков, 1951.
- Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волини.— В сб. «Пьезооптическое кристаллосырье». М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Ермаков Н. П. Результаты минералотермометрических исследований некоторых кристаллов мориона с Волини.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та пьезооптического мин. сырья, 1957а, 1, вып. 2.
- Ермаков Н. П. Значение исследований включений в минералах для теории рудообразования.— Труды Всес. н.-и. ин-та пьезооптического мин. сырья, 1957б, 1, вып. 2.
- Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты, силекситы, кварцолиты Казахстана.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». (Международ. геол. конгресс XXI сессия. Докл. сов. геол.). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ермолаев М. М. К геохимии редкометалльных гранитных пегматитов.— Научный докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, 1959, № 2.
- Есин О. А. Электродитическая природа жидких шлаков. Свердловск, 1946.
- Есин О. А. Расплавленные силикаты как микрогетерогенные электролиты.— Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1948, № 6.
- Жедваб Ж. Изучение элементов-примесей в минералах пегматитов.— В кн. «Пегматиты Центральной Африки». М., ИЛ, 1958.
- Заварицкий А. Н. Об амазоните.— Записки Всес. мин. Об-ва, 1943, вып. 1.
- Заварицкий А. Н. Основной вопрос физической химии процесса образования пегматитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 5.
- Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами.— Записки Всес. мин. об-ва, 1947, ч. 76, вып. 1.

- Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузнецов В. С.* Рудные формации Рудного Алтая, Алмата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Иванов Ив. М.* Въртшен строеж и произход на асиметрично зоналните пегматити от Среднегорieto и Вишерца.— Изв. на Геол., ин-т Бълг. АН, геохим., мин. и петрогр., 1967, 16.
- Иванов Ив. М., Стоянова Цв.* Разпределение и степен на разсейване на берилия в пегматите от находище Смиловене, Коприщенско.— Трудове върху геологията на България. серия геохим., мин. и петрогр., 1966, 6.
- Ивенсен Ю. П.* Структурно-парагенетические разновидности пегматитов Мамского района и некоторые вопросы генезиса гранитных пегматитов.— Труды Якутск. фил. АН СССР, 1955, сб. 2.
- Ивенсен Ю. П.* Особенности геологии и вещественного состава гранитных пегматитов.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». (Международ. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Инструкция о порядке применения положения «О государственных денежных вознаграждениях за открытие новых месторождений полезных ископаемых, имеющих промышленное значение». М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Ицксон М. И.* Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях.— Сов. геология, 1958, № 1.
- Калинин П. В.* Гранаты из пегматитовых жил Южного Прибайкалья.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1955, 28.
- Калинин П. В.* Шпинели Южного Прибайкалья и их парагенезис.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1956, 29.
- Калинин П. В.* О пегматитах Слюдянского района в Южном Прибайкалье.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та 1957, 31.
- Калинин П. В., Роненсон Б. М.* Геолого-структурные особенности и генезис Слюдянских флогопитовых месторождений.— Сов. геология, 1957, сб. 58.
- Калита А. П.* Редкоземельные пегматиты Алакүртти и Приладожья. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Калита Е. Д., Чернышкова Л. П.* Распространение редких щелочных металлов в топазо-морионовых пегматитах как критерии их продуктивности.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема, 6). М., изд-во «Недра», 1965.
- Камерон Е., Джанс Р., Мак-Нейр, Пейдж В.* Внутреннее строение гранитных пегматитов. М., ИЛ, 1951.
- Капустин Н. А.* Зависимость окраски амазонита от содержания в нем рубидия.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 3.
- Китайгородский И. И., Зевин Л. С., Артомонова М. В.* Исследование фазового состава стеклокристаллических материалов.— В кн.— «Стеклообразное состояние», вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Коган Б. И.* Литиевая промышленность в капиталистических странах.— Цветные металлы, 1955, № 6.
- Коган Б. И.* Литий. Изд. Всес. ин-та научной и техн. информ., 1960.
- Коган Б. И., Кальжанова Е. Г., Сальгина А. В., Солодов Н. А., Дмитриева О. П.* Редкие щелочные металлы — литий, рубидий и цезий (Библиография по геологии, минералогии и геохимии). М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В.* Геология редкометалльных месторождений Африки. М., изд-во «Наука».
- Колотухина С. Е., Григорьева Л. А., Клаповская Л. И., Первухина А. Е., Потемкин К. В.* Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., изд-во «Наука», 1968.
- Кондратев Ю. Н., Подушко Е. В.* Исследование катализированной кристаллизации по изменению поглощения.— В кн. «Стеклообразное состояние», вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Коржинский Д. С.* Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири.— В кн. «Слюды СССР», М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Коржинский Д. С.* Очерки метасоматических процессов.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С.* Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования». Прага, 1963.
- Королев А. В.* Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.
- Костылева Е. Е.* Минералогический очерк Ловозерских и Хибинских тундр.— В кн. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Крейтер В. М.* Структуры рудных полей месторождений. М., Госгеолиздат, 1956.
- Кузнецов В. И.* К изучению гранитных пегматитов Калбы.— Научные записки Львовск. политехн. ин-та, серия геол., 1946, вып. 1.

- Кузнецов В. И. О процессе становления гранитных пегматитов.— Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, 1948, № 2.
- Кузнецов В. И. Место пегматитов в процессе формирования одного из тел гранитов.— Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5.
- Кузнецов В. И. К вопросу о месте сподумена в процессе формирования гранитных пегматитов.— Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7.
- Кузнецов В. И. К вопросу о генезисе гранитных пегматитов.— Докл. АН СССР, 1954, № 1.
- Кузнецов В. И. Связь пегматитов с развитием трещин во вмещающих породах на примере одного месторождения.— Научные записки Львовск. гос. ун-та, 1955а, вып. 5.
- Кузнецов В. И. Развитие трещин и отношение к ним пегматитовых жил на одном из месторождений гранитных пегматитов.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955б, вып. 162.
- Кузьменко М. В. К вопросу о классификации и генезисе щелочных пегматитов.— Труды ИМГРЭ, 1957, вып. 1.
- Кузьменко М. В. Генетические типы месторождений и рудопроявлений ниобия и тантала.— Труды ИМГРЭ, 1960, вып. 4.
- Кузьменко М. В. О роли слюд в процессе концентрации тантала.— Докл. АН СССР, 1961, 140, № 6.
- Кузьменко М. В. Танталоносные пегматиты и их роль в сырьевой базе тантала.— В кн. «Новые данные по истории пегматитов». М., изд-во «Наука», 1965.
- Кузьменко М. В., Еськова Е. Д. Тантал и ниобий. М., изд-во «Наука», 1968.
- Кулешов Г. Ф., Белянкина Е. Д., Петров В. П. Слюдоносные месторождения мусковита.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 48.
- Лабунцов А. Н. Пегматиты северо-западной Карелии и их минералы.— В кн. «Пегматиты СССР», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд. ЛГУ, 1957а.
- Лебедев В. И. О генезисе письменных структур в пегматитах.— Ученые записки ЛГУ, 1957б, № 115.
- Левцкий О. Д., Смирнов В. И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность.— Сов. геология, 1959, № 2.
- Леонтьев А. Н. Некоторые особенности геологического положения редкометаллоносных гранитов Алтая.— Труды ИМГРЭ, 1961, вып. 5.
- Леонтьев А. Н. Пегматитолокализирующие структуры и зональность одного из полей редкометалльных пегматитов.— Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 16.
- Леонтьев А. Н., Волочкович К. А. Закономерности пространственного положения пегматитовых полей Монголо-Алтайского антиклинория.— Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 8.
- Ляхович В. В. Некоторые особенности содержания цезия в гранитоидах.— Докл. АН СССР, 1963б, 153, № 6.
- Мартьянов Н. Н. К происхождению овальных форм гранитных пегматитов.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 6.
- Мартьянов Н. Н. О новом поисковом признаке сподуменовых пегматитов, не выходящих на поверхность.— Разведка и охрана недр, 1963, № 7.
- Мелентьев Г. Б. Первая находка поллуцита в гранитных пегматитах Саян.— Докл. АН СССР, 1963, 141, № 4.
- Мелентьев Г. Б. Альбит-лепидоловый тип пегматитов — перспективный источник комплексного редкометалльного сырья.— В сб. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». М., изд-во «Наука», 1965.
- Момджи Г. С. О потенциалах возбуждения.— Докл. АН СССР, 1955, 101, № 4.
- Момджи Г. С. О радиусах кристаллохимических и «боровских».— Мин. сырье., 1963, вып. 7.
- Недумов И. Б. О роли тектоники в формировании редкометалльных пегматитов.— Труды ИМГРЭ, 1961, вып. 5.
- Недумов И. Б. Особенности генезиса редкометалльных пегматитов одного из полей Сибири.— Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 8.
- Недумов И. Б. О процессе дифференциации пегматитового расплава и роли тектоники в формировании редкометалльных пегматитов.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 6). М., изд-во «Недра», 1965.
- Никитин В. Д. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии.— Записки Всес. мин. об-ва, 1949, ч. 78, вып. 3.
- Никитин В. Д. К генезису слюдяных пегматитов Карелии.— Записки Всес. мин. об-ва, 1950, вып. 4.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1952, 27, вып. 2.
- Никитин В. Д. Особенности процессов формирования минералов при метасоматических явлениях.— Труды Федоровской научной сессии Ин-та кристаллографии, 1954а, вып. 4.

- Никитин В. Д. Особенности образования кристаллов мусковита в пегматитовых жилах.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1954б, 29, вып. 2.
- Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1955, 30, вып. 2.
- Никитин В. Д. О состоянии изученности процессов формирования слюдоносных пегматитов.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та Асбестоведения, 1956, вып. 5.
- Никитин В. Д. Особенности редкометальной минерализации в пегматитовых жилах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1957, ч. 86, № 1.
- Никитин В. Д. Строение и генезис письменных гранитов в пегматитовых жилах.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1958, вып. 2.
- Никитин В. Д. Современное состояние учения о процессах и условиях формирования пегматитов.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1959, 40.
- Никитин В. Д. Условия формирования редкометальных слюдоносных пегматитов.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов», (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол.). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Никитин В. Д. Генезис слюдоносных зон в телах гигантомигматитов.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». (Междунар. геол. конгресс XXII сессия. Докл. сов. геол.) М., изд-во «Недра», 1965.
- Никитин В. Д., Садовский Ю. А., Филиппов В. А. Природа ниобо-танталовой минерализации в редкометальных пегматитах.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1959, 35, вып. 2.
- Николаев В. А. О процессах отделения летучих соединений магмы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 5.
- Николаев В. А. Диаграмма равновесия бинарной системы типа силикат—вода.— Записки Всес. мин. об-ва, 1945, № 2.
- Николаев В. А. О тройных системах с летучими компонентами и принцип ограниченной растворимости летучих в силикатных расплавах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1946, № 4.
- Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Овчинников Л. Н. Геохимическая подвижность элементов по экспериментальным данным.— Докл. АН СССР, 1956, 109, № 1.
- Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 4.
- Овчинников Л. Н. Некоторые закономерности магматогенного образования.— В кн. «Генетические проблемы руд». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Овчинников Л. Н. Абсолютный возраст докембрийских и палеозойских образований Урала по новым данным калий-аргонового и альфа-свинцового методов.— В кн. «Труды II сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Овчинников Л. Н. Аспекты и методы изучения эндогенного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 6.
- Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья.— В кн. «Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Овчинников Л. Н., Меттих Л. И. Связь рудообразования с ассимиляцией по экспериментальным данным.— В кн. «Труды 5-го совещания по экспериментальной минералогии и петрографии». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Одикадзе Г. Л. О нахождении ниобия и тантала в мусковитах из пегматитов Дзирульского кристаллического массива.— Геохимия, 1958, № 4.
- Ольшанский Я. И. Об ионно-электронных жидкостях.— Докл. АН СССР, 1950, 71, № 4.
- Павлова Г. А., Скорняков М. М., Чистосердов В. Г. Исследование электрических свойств некоторых стекол и стеклокристаллических материалов.— В кн. «Стеклообразное состояние», вып. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Петровская Н. В. Гиганто-мигматитовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного района.— Труды Вост. Сиб. геол. треста, 1937.
- Петровская Н. В. Пегматиты Мамско-Витимского слюдоносного района.— В кн. «Пегматиты СССР», т. III. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.
- Поваренных А. С. О некоторых основных вопросах кристаллохимии и их понимании в минералогии.— Записки Всес. мин. об-ва, 1955, вып. 4.
- Поваренных А. С. О количественной оценке состояния химической связи в минералах.— Докл. АН СССР, 1956а, 109, № 5.
- Поваренных А. С. К вопросу о размерах эффективных радиусов ионов.— Докл. АН СССР, 1956б, 109, № 6.
- Поваренных А. С. Об использовании электроотрицательности элементов в кристаллохимии и минералогии.— В кн. «Теоретические и генетические вопросы минералогии геохимии». Киев. 1963.
- Подушко Е. В., Козлова А. Б. Механизм катализированной кристаллизации стекол с двуокисью титана.— В кн. «Стеклообразное состояние», вып. I, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.

- Поляков М. В., Цепкина С. В. Оценочные параметры коренных и россыпных месторождений тантала.—Сб. «Экономика минерального сырья». М., изд. ВИЭМС, 1967.
- Пятницкий П. П. Изумруды, их месторождения и происхождение.—Труды Укр. геол.-развед. треста, 1934.
- Рабинович Э. М. Влияние кристаллохимического подобия на процессы гетерогенной кристаллизации стекол.—В кн. «Стеклообразное состояние», вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Радкевич Е. А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности.— Сов. геология, 1959, № 9.
- Родионов Г. Г. О так называемых апографических пегматитах.—Труды Ин-та по проект. и научно-исслед. работам в слюдяной пром., 1954, вып. 1 (3).
- Родионов Г. Г. Происхождение форм пегматитовых жил.—Труды Всес. научно-исслед. ин-та асбесто-цементных изделий, 1956, вып. 5.
- Родионов Г. Г. Закономерности размещения пегматитовых полей в Саяно-Становой области Сибири.—В кн. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон». Киев, 1960.
- Родионов Г. Г. О типах пегматитов и некоторых особенностях пегматитообразования.—В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 6). М., изд-во «Недра», 1965.
- Россовский Л. Н., Особенности формирования петалитовых и сподуменовых пегматитов.—Геол. рудных месторождений, 1967, 9, № 1.
- Россовский Л. Н., Клочкова Г. Н. О находке петалит-микроклиновых пегматитов.—Записки Всес. мин. об-ва, 1965, ч. 94, вып. 5.
- Россовский Л. Н., Шостацкий А. Н. Об одном случае пересечения сподуменовыми пегматитами шерлово-мусковитовых пегматитов.—Докл. АН Тадж.ССР, 1963, 6, № 6.
- Руденко С. А. Морфолого-генетическая классификация пертитовых сростаний.—Записки Всес. мин. об-ва, 1954, вып. 1.
- Рудовская Л. Н. О гранитных пегматитах с редкоземельной минерализацией.—В кн. «Третья конференция молодых сотрудников ИМГРЭ». М., изд. ИМГРЭ, 1961.
- Рябчиков Д. И., Соловьева Б. А. К геохимии рублидия и лития в слюдоносных пегматитах Северной Карелии.—Геохимия, 1961, № 4.
- Садовский Ю. А. О зональности полей редкометалльных гранитных пегматитов.—Вестник АН Каз. ССР, 1964, № 6.
- Сауков А. А. Энергия кристаллической решетки и ее роль в геохимии.—Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 3.
- Сауков А. А. Геохимия, М., Госгеолиздат, 1950.
- Семенов Е. И. Литиевые и другие слюды в щелочных пегматитах.—Труды Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 11.
- Сергеева Н. Е. К геохимии тантала и ниобия на одном из пегматитовых месторождений Сибири.—Вестник МГУ, 1960, № 4.
- Ситнин А. А., Сажина Л. И. О содержании рублидия в бериллах.—Труды ИМГРЭ, 1959, вып. 2.
- Слепнев Ю. С. Соотношение таллия с рублидием, цезием и калием в метаморфических породах, гранитах и редкометалльных пегматитах Саян.—Геохимия, 1961, № 4.
- Слепнев Ю. С. Процессы замещения в редкометалльных гранитных пегматитах.—Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 8.
- Слепнев Ю. С., Мелентьев Г. Б. Особенности распределения тантала и ниобия в редкометалльных гранитных пегматитах Саян.—Геохимия, 1962, № 3.
- Сливко М. М. Исследования турмалинов некоторых месторождений СССР. Изд-во Львовск. ун-та, 1955.
- Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд-во МГУ, 1957.
- Смирнов В. И. Геология рудных месторождений. М., изд-во «Наука», 1967.
- Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений.—Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.
- Солодов Н. А. О распределении редких элементов в минералах редкометалльных гранитных пегматитов.—Геохимия, 1958, № 8.
- Солодов Н. А. Некоторые закономерности распределения редких элементов в отчетливо зональных гранитных пегматитах.—Геохимия, 1959а, вып. 4.
- Солодов Н. А. К геохимии редкометалльных гранитных пегматитов.—Геохимия, 1959б, № 7.
- Солодов Н. А. Распределение щелочных элементов и бериллия в минералах одного из зональных пегматитов Монгольского Алтая.—Геохимия, 1960, вып. 8.
- Солодов Н. А. Главные промышленные типы редкометалльных гранитных пегматитов.—Труды ИМГРЭ, 1961, вып. 5.
- Солодов Н. А. Распределение таллия в минералах по мощности зонального пегматита.—Геохимия, 1962а, № 7.
- Солодов Н. А. Зональность редкометалльных гранитных пегматитов.—Труды ИМГРЭ, 1962б, вып. 8.
- Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962в.

- Солодов Н. А.* Критерии оценки редкометалльных гранитных пегматитов.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 6). М., изд-во «Недра», 1965а.
- Солодов Н. А.* О генезисе сподумена.— В сб. «Новые данные по минералогии, геохимии и генезису редкометалльных пегматитов». М., изд-во «Наука», 1966б.
- Солодов Н. А.* О влиянии потенциала ионизации элементов на их концентрацию, необходимую для образования собственных минералов. Докл. АН СССР, серия геол., 1965в, 165, № 1.
- Солодов Н. А.* Генетические типы месторождений редких щелочных металлов.— В кн. «Редкие щелочные элементы». Новосибирск, изд-во «Наука» (Сиб. отд.), 1967а.
- Солодов Н. А.* Некоторые иллюстрации влияния потенциала ионизации редких элементов на их поведение в пегматитовом процессе.— Вестник ЛГУ, 1967б.
- Солодов Н. А.* Некоторые закономерности распределения тантала и бериллия в гранитных пегматитах и их использование при поисках и разведке редкометалльных месторождений.— Труды конференции по изучению сырьевой базы тантала и бериллия в СССР. М., Изд. ВИЭМС, 1968а.
- Солодов Н. А.* О некоторых тенденциях в развитии минерально-сырьевой базы редких щелочных металлов.— В кн. «Редкие элементы». М., изд. ИМГРЭ, 1968б.
- Солодов Н. А.* Роль автотемасоматоза и сингенетической перекристаллизации в процессе формирования пегматитов.— В кн. «Условия образования пьезооплитических минералов в пегматитах». М., изд-во «Недра», 1969а.
- Солодов Н. А.* Распределение тантала по мощности альбит-сподуменовых пегматитов и прогнозы его поведения на глубину.— В кн. «Особенности распределения редких элементов в пегматитах». М., изд-во «Наука», 1969б.
- Солодов Н. А.* Кларки щелочных и редких элементов в гранитных пегматитах.— В кн. «Особенности распределения редких элементов в пегматитах». М., изд-во «Наука», 1969в.
- Солодов Н. А.* О перспективах экзогенных месторождений тантала и некоторых вопросах их поисков и оценки.— В кн.: «Редкие элементы», вып. 3, изд. ИМГРЭ, 1969г.
- Солодов Н. А.* Геологический возраст пегматитовых месторождений.— Там же, 1969д.
- Солодов Н. А.* Вертикальная зональность пегматитовых тел и пегматитовых пучков и причины ее возникновения.— В кн. «Проблемы образования рудных столбов». Новосибирск, изд-во «Наука» СО АН СССР, 1969е.
- Солодов Н. А., Власов К. А., Калита А. П., Кутукова Е. И.* Гранитные пегматиты.— В кн. «Генетические типы месторождений редких элементов». М., изд-во «Наука», 1966.
- Солодов Н. А., Захаровский Д. А.* О распределении пегматитовых месторождений во времени.— В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1968.
- Солодов Н. А., Иванов В. В.* Участие института в создании и развитии минерально-сырьевой базы редких элементов.— В кн. «Геохимия, минералогия и месторождения редких элементов». М., изд. ИМГРЭ, 1968.
- Солодов Н. А., Кузьменко М. В.* Пегматиты как модель магматического процесса.— В сб. «Новые данные по минералогии, геохимии и генезису редкометалльных пегматитов». М., изд-во «Наука», 1965.
- Солодов Н. А., Милованова Л. А., Павлова В. Н.* Танталоносные коры выветривания пегматитов, гранитов и карбонатов — перспективный тип месторождений тантала.— В кн.: «Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания». Минск, Изд-во АН БССР, 1969.
- Солодов Н. А., Слепнев Ю. С., Бойко Т. Ф.* Цезий. Литий. (Геохимические очерки).— В кн. «Геохимия редких элементов». М., Изд-во АН СССР, 1965.
- Солодов Н. А., Фабрикова Е. А., Солодова Ю. П.* Распределение редких щелочных элементов в минералах.— Труды Мин. музея АН СССР, 1968, вып. 18.
- Солодов Н. А., Филиппова Ю. И.* Зональность пегматитовых пучков и причины ее возникновения.— В сб. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису редкометалльных пегматитов». М., изд-во «Наука», 1965.
- Соседко А. Ф.* Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. Л., Госгеолиздат, 1961.
- Сретенская Н. Г.* Об условиях образования микроклина пегматитовых жил одного из районов Казахстана.— Геохимия, 1963, № 7.
- Ставров О. Д.* Основные черты геохимии лития, рубидия и цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов.— М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Ставров О. Д., Портнов А. Н.* К геохимии цезия в щелочных породах.— Геохимия, 1965, № 3.
- Стеклообразное состояние. Вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Стрелкин М. Ф.* К вопросу об оловоносных пегматитах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 3.
- Стрелкин М. Ф.* Оловоносные формации пегматитов.— В кн. «Геохимия олова» М., Изд-во АН СССР, 1946б.
- Суслова С. И.* К вопросу о минерале-индикаторе как поисковым признаке литиевых пег-

- матитов.— В сб. «Новое в методике и технике геолого-разведочных работ», вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Таланцев А. С. Генезис друзовых полостей в пегматитах Урала.— Труды ВНИИСМС, 1969, 11.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Тимофеева В. А., Ямзин И. И. Образование корунда и шпинеля из газовой фазы.— Труды Ин-та кристаллографии, 1965, вып. 12.
- Тыкачинский И. Д., Сорокин Е. С. Исследование изменения физических свойств стекол, минерализованных двуокисью титана в процессе термообработки.— В кн. «Стеклообразное состояние», вып. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Учакин Ю. М. Региональная зональность пегматитов одного из районов Восточной Сибири.— В кн. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2. Чита, 1967.
- Фабрикова Е. А. Пламеннофотометрическое определение щелочных металлов в силикатных породах и минералах.— Труды ИМГРЭ, 1961, вып. 6.
- Ферсман А. Е. Письменная структура пегматитов и причина ее возникновения. Изв. Акад. наук, серия VI, 1915.
- Ферсман А. Е. Геохимия. Т. III. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. М.— Л. Изд-во АН СССР, 1940.
- Физико-химические основы производства стали. М., Metallurgizdat, 1957.
- Филиппович В. Н. Начальные стадии кристаллизации стекол и образование ситаллов.— В кн. «Стеклообразное состояние», вып. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Флоринская В. А., Подушко Е. В., Гонек И. Н., Черняева Э. Ф. Инфракрасные спектры стеклообразных и закристаллизованных силикатов и связь их со структурой.— В кн. «Стеклообразное состояние», вып. 1, М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Хвостова В. А. Минералогия ортита. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Хрюкин В. Г. К вопросу о структурном контроле постскладчатых редкометалльных пегматитов.— В кн. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». М., изд-во «Наука», 1965.
- Челищев Н. Ф. Экспериментальное изучение распределения микроколичеств редких щелочных металлов между калиевыми минералами гранитов и водными растворами при повышенных температурах и давлениях.— Докл. АН СССР, 1967, 175, № 5.
- Чумаков А. А. Определение первичного ореола рассеяния при поисках литиевых месторождений петрографическим методом.— Ученые записки Кишиневского ун-та, 1957.
- Чумаков А. А., Гинзбург И. В. Новая редкометалльная геохимическая провинция на Кольском полуострове.— Докл. АН СССР, 1957, 114, № 2.
- Шавло С. Г. Основные геологические черты мамских пегматитов.— Разведка недр, 1952, № 6.
- Шавло С. Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта.— Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.
- Шахов Ф. Н. К вопросу о происхождении гранитных магм.— Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, 1956, № 10.
- Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М., изд-во «Наука», 1964.
- Шерер Н. Ф., Боуэн Н. Л. Система анортит — лейцит — кремнезем.— В сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». М., ИЛ, 1950.
- Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование.— М., изд-во «Наука», 1968.
- Шмакин Б. М. Геохимические особенности процессов формирования слюдоносных пегматитов». (Международ. геол. конгресс. XXII серия. Докл. сов. геол. Проблема 6). М., изд-во «Недра», 1965.
- Шмелева Н. А., Иванова Н. М. Литиевые стекла и некоторые особенности их кристаллизации.— В кн. «Стеклообразное состояние». вып. I. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шнейдехен М. Рудные месторождения. М., ИЛ, 1959.
- Шуркин К. А., Горлов М. В., Салье М. Е., Дук В. А., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Шуркин К. А., Салье М. Е. Особенности химизма пегматитов Северной Карелии.— Докл. АН СССР, 1960, 131, № 4.
- Щербаков Д. И. Генетические типы оловорудных проявлений Средней Азии.— В сб. «Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Щербин С. С. О соотношениях тантала и бериллия в некоторых пегматитовых телах.— Геол. рудных месторождений, 1962, № 2.
- Щербина В. В. О форме нахождения химических элементов в магматическом расплаве.— В кн. «Вопросы петрографии и минералогии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Щербина В. В. Кислотность магматического расплава в свете теории безводородных кислот.— Сборник статей к 100-летию со дня рождения Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Щербина В. В. К геохимии силикатных расплавов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 5.
- Юрк Ю. Ю. Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита. М., Изд-во АН СССР, 1956.

- Adamson O. J.* Minerals of the Varutråsk pegmatite. XXXI The feldspar group.—*Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, 1942, 64.
- Barth T. F. W.* The feldspar geologic thermometers.—*Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, 1952, 82.
- Bjørlykke H.* The mineral paragenesis and classification of the granite pegmatites of Iveland, Setesdal, Southern Norway.—*Norsk geol. tidsskr.*, 1935, 14.
- Blake W. P.* Tin ore in the Black Hills of Dakota.—*U. S. Geol. Surv. Min. Res.*, 1885.
- Brøgger W. C.* Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der Südnorwegischen Granit und Nephelinsyenite.—*Z. Kristallogr. und Mineral.*, 1890, 16.
- Brøgger W. C., Vogt Th., Schetelig J.* Die Mineralien der Südnorwegischen Granitpegmatitgänge. II. Silikate der seltenen Erden.—*Skr. Norske vidensk.-akad. Oslo*, I kl., 1906, N 1.
- Cameron E. N.* Occurrence of mineral deposits in the pegmatites of the Karibib-Omarure and Orange River areas of SW Africa.—*Mining Engng*, 1955, 7, N 9.
- Cameron E. N., Larrabee D. M., McNair A. A., Page J. J., Shainin V. E.* Pegmatite investigations 1942—1945, New England.—*Geol. Surv. Profess. Paper*, 1954, N 255.
- Cameron E. N., Shainin V. E.* The beryl resources of Connecticut.—*Econ. Geol.*, 1947, 42.
- Chapman C. A.* The tectonic significance of some pegmatites in New Hampshire.—*J. Geol.*, 1941, 49.
- Crosby W. O., Fuller M. L.* Origin of pegmatite.—*Massachusetts Inst. Techn. Quart.*, 1896, 9; *Amer. Geol.*, 1897, 19.
- Davies J. F.* Manitoba lithium deposits.—*Canad. Mining J.*, 1956, 77, N 4.
- De Almeida S. C., Johnston W. D., Leonardos O. H., Scorza E. P.* The beryl-tantalite-cassiterite pegmatites of Paraiba and Rio Grande do Norte, Northeastern Brazil.—*Econ. Geol.*, 1944, 39, N 3.
- De Lury J. S.* Tin prospects in Manitoba.—*Canad. Mining J.*, 1929, 50.
- De Lury J. S., Ellsworth H. V.* Uraninite from the Huron Clain, Winnipeg River area, Southeastern Manitoba.—*Amer. Mineralogist*, 1931, 16.
- Derry D. R.* The genetic relationships of pegmatites, aplites and tin veins.—*Geol. Mag.*, 1931, 68.
- Gevers T. W.* Phases of mineralisation in Namaqualand pegmatites.—*Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa*, 1937, 39.
- Gevers T. W.* The tin-bearing pegmatites of the Eronge area, South-West Africa. Ore deposits as structural features. Ed. W. H. Newhouse. Princeton, 1942.
- Gevers T. W., Frommurze H. F.* The tin-bearing pegmatites of the Eronge area, South-West Africa.—*Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa*, 1929, 32.
- Gevers T. W., Partridge F. C., Jobert G. K.* The pegmatite area to the South of the Orange River in Namaqualand.—*Mem. Geol. Surv. S. Africa*, 1947, 3.
- Green J.* Geochemical table of the elements.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1959, 70, N 9.
- Hanley J. B.* Economic geology of the Rincon pegmatites, San Diego County, California.—*Div. Mines, Spec. Rep.*, 1939, 7-B.
- Heinrich E. W.* Fluorite-rare earth pegmatites of Chaffee and Fremont counties, Colorado.—*Amer. Mineralogist*, 1948, 33.
- Heinrich E. W., Levinson A. A.* Studies in the mica group; mineralogy of the rose muscovites.—*Amer. Mineralogist*, 1953, 38.
- Herrera A. O.* Geochemical evolution of zoned pegmatites of Argentina.—*Econ. Geol.*, 1969, 63, N 1.
- Hess F. L.* The natural history of the pegmatites.—*Engng and Mining J.*, 1925, 129.
- Hess F. L., Fahey J. J.* Cesium biotite from Custer county, S. D.—*Amer. Mineralogist*, 1932, 17.
- Holmes A., Cahen L.* African geochronology.—*Colon. Geol. and Mineral Resources*, 1955, 5, N 2.
- Hunt T. S.* Notes on granitic rocks.—*Amer. J. Sci.*, 3rd ser., 1871, N 89.
- Hutchinson R. W.* Preliminary report on investigations of columbium and tantalum and of certain associated minerals.—*Amer. Mineralogist*, 1955, 40.
- Hutchinson R. W.* Geology of the Montgomery pegmatite.—*Econ. Geol.*, 1959, 54, N 8.
- Jahns R. H.* Mica deposits of the Petaca district, Rio Arriba county, New Mexico.—*Bill. Bur. Mines and Mining Res.*, 1946, 25.
- Jahns R. H.* Geology, mining and uses of strategic pegmatites.—*Trans. Amer. Inst. Mining and Metallurg. Engrs*, 1951, 190.
- Jahns R. H.* The genesis of pegmatites. I. Occurrence and origin of giant crystals.—*Amer. Mineralogist*, 1953a, 38.
- Jahns R. H.* The genesis of pegmatites. II. Quantitative analysis of lithium-bearing pegmatites, Mora county, New Mexico.—*Amer. Mineralogist*, 1935b, 38.
- Jahns R. H.* Pegmatites of Southern California.—In: «*Geology of Southern California*». Calif. Div. Mines. Bull., 1954, N 170.
- Jahns R. H., Griffiths W. R., Heinrich E. W.* Mica deposits of the Southeastern Richmond.—*Geol. Surv., Profess. Paper*, 1952, N 248-A.
- Jenks W. F.* Pegmatites of Collins Hill, Portland, Connecticut.—*Amer. J. Sci.*, 5th ser., 1935, 30.

- Johnston W. D.* Beryl-tantalite pegmatites of Northeastern Brazil.—Bull. Geol. Soc. America, 1945, 56.
- Knorring O., Hornung G.* On the lithium amphibole holmquistite from Benson pegmatite mine, Mtoko, Southern Rhodesia.—Mineral Mag., 1961, 32, N 252.
- Lacroix A.* Mineralogie de Madagascar. T. 2. Mineralogie appliquee, lithologie. Paris, 1922.
- Landes K. K.* The paragenesis of the granite pegmatites of Central Maine.—Amer. Mineralogist, 1925, 10.
- Landes K. K.* Origin and classification of pegmatites.—Amer. Mineralogist, 1933, 18.
- Landes K. K.* Pegmatites and hydrothermal veins.—Amer. Mineralogist, 1937, 22.
- Mac Gregor A. M.* Simpsonite and other tantalites from Bikita, Southern Rhodesia.—Mineral. Mag., 1945, 27.
- Mulligan R.* Geology of Canadian lithium deposits.—Econ. Geol. Report, 1965, N 21.
- Nell H. J.* Pollucite from Karibib, South-Western Africa.—Amer. Mineralogist, 1944, 29.
- Nell H. J.* Petalite and amblygonite from Karibib, South-Western Africa.—Amer. Mineralogist, 1946, 31.
- Neumann H.* On hydrothermal differentiation.—Econ. Geol., 1948, 43, N 2.
- Newton H., Jenney W. P.* Report on the geology and resources of the Black Hills of Dakota.—U. S. Geol. Surv., Rocky Mt. Region, Rept., 1880.
- Nuggli P.* Die leichtfluchtigen Bestandteile im Magma.—Preisschr. Jablonow. Ges., 1920, № 47.
- Olson J. C.* Mica-bearing pegmatites of New Hampshire.—Geol. Surv. Bull., 1942, N 931.
- Page L. R., Norton J. J.* Pegmatites of Southern Black Hills.—Assoc. Amer. Geologists, 40th Anniversary, 1946, 17.
- Pye E. G.* Lithium in North-West Ontario.—Canad. Mining J., 1956, 77, N 4.
- Quensel P.* Minerals of the Varuträsk pegmatite. VII. The amblygonite group.—Geol. foren. i Stockholm förhandl., 1937, 59, N 411.
- Quensel P.* Minerals of the Varuträsk pegmatite. XIII. Pollucite, its vein material and alteration products.—Geol. foren. i Stockholm förhandl., 1938, 60, N 415.
- Quensel P.* Minerals of the Varuträsk pegmatite. XVI. Lithiophilite, a third primary alkali-manganese from Varuträsk.—Geol. foren. i Stockholm förhandl., 1940a, 62, N 422.
- Quensel P.* Minerals of the Varuträsk pegmatite. XIX. The uranite minerals (ultrichite and pitchblende).—Geol. foren. i Stockholm förhandl., 1940b, 62, N 423.
- Quensel P.* Minerals of the Varuträsk pegmatite. XXIV. A new find of manganotantalite.—Geol. foren. i Stockholm förhandl., 1941a, 63, N 425.
- Quensel P.* Minerals of the Varuträsk pegmatite. XXX. Cassiterite and stanniferous columbite.—Geol. foren. i Stockholm förhandl., 1941b, 63, N 426.
- Quensel P.* Minerals of the Varuträsk pegmatite. XXXV. Stibiomicrolite (species redefined).—Geol. foren. i Stockholm förhandl., 1945, 67, N 440.
- Quensel P.* Minerals of the Varuträsk pegmatite. XXXVII. A spodumene quartz sump-
lektite.—Geol. foren. i Stockholm förhandl., 1946, 68, N 444.
- Quensel P.* The paragenesis of the Varuträsk pegmatite. A preliminary report.—Geol. Mag., 1952, 89.
- Roy R., Roy D. M., Osborn E. F.* Compositional and stability relationships among the lithium aluminosilicates: eucryptite, spodumene and petalite.—J. Amer. Ceram. Soc., 1950, 33.
- Schaller W. T.* Mineral replacement in pegmatites.—Amer. Mineralogist, 1927, 12.
- Scharizer R.* Über die chemische Konstitution und die Farbe des Turmalins von Schittenhofen.—Z. Kristallogr., 1889, 15.
- Shainin V. E.* The Branchville, Connecticut, pegmatite.—Amer. Mineralogist, 1946, 31.
- Shainin V. E.* Economic geology of some pegmatites in Topsham, Maine.—Maine Geol. Surv. Bull., 1948, N 5.
- Shimer J. A.* Spectrographic analysis of New England granites and pegmatites.—Bull. Geol. Soc. America, 1943, 54, N 8.
- Staats M. H., Frites A. F.* Geology of the Quartz Creek pegmatite district, Gunnison county, Colorado.—Geol. Surv. Profess. Paper, 1955, N 265.
- Solodov N. A.* Criteria of evaluation of rare metal granites pegmatites. International Geol. Congress. Report of the XXII Session. New Delhi, 1964.
- Strock Z. W.* Geochemie des Lithiums.—Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, 1936, 1, N 15.
- Stugard F.* Pegmatites of the Middletown area, Connecticut.—Geol. Surv. Bull., 1956, N 1042-Q.
- Symons R.* Operation at Bikita Minerals Ltd., Southern Rhodesia.—Bull. Instn Mining and Metallurgy, 1961, N 661.
- Thoreau J.* Pegmatites et mineralisations connexes du Congo Belge oriental et du Ruanda—Urundi.—Reports of the 18th Internat. Geol. Congress. Great Britain. 1951, pt. 14.
- Tyndale-Biscoe R.* The geology of the Bikita tinfield, Southern Rhodesia (with discussion).—Trans. Geol. Soc. South Africa, 1951, 54.
- Varlamoff N.* Repartition des types de pegmatites autour de la partie nord-ouest du grand massif granitique de Nyanza (Ruanda, Afrique).—Ann. Soc. géol. Belgique, 1955, 78.
- Varlamoff N.* Loneografie de quelques champs pegmatitiques de l'Afrique Centrale et les classifications de K. A. Vlasov et de A. I. Guinzbourg.—Ann. Soc. géol. Belgique, 1958—1959, 82, N 1—3.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ	7
<i>Глава первая</i>	
Парагенетическая классификация гранитных пегматитов	7
Принципы классификации	7
Главные типы редкометалльных пегматитов	14
Экзотические типы редкометалльных пегматитов	48
<i>Глава вторая</i>	
Зональность пегматитовых тел	54
Методика изучения и систематика зональности	54
Зональность по мощности	60
Зональность по падению	68
Зональность по простираанию	80
<i>Глава третья</i>	
Геохимия редких и щелочных элементов в пегматитовом процессе	82
Кларки щелочных и редких элементов в гранитных пегматитах	83
Распределение элементов по типам редкометалльных пегматитов, в пегматитовых телах и зонах	91
Калий и натрий	91
Рубидий и цезий	99
Таллий	105
Литий	107
Бериллий	113
Тантал и ниобий	117
Некоторые другие элементы	124
Закономерности распределения элементов и главные факторы, определяющие их поведение в пегматитовом процессе	127
Распределение редких элементов в минералах	141
<i>Глава четвертая</i>	
Генезис редкометалльных пегматитов	160
Состояние пегматитового расплава в свете новейших экспериментальных данных	161
Схема возникновения специализированных пегматитовых расплавов в материнском очаге	164
Схема становления пегматитовых тел	168
Роль аутометасоматоза и собирательной автоперекристаллизации в формировании пегматитов	177
ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ И НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ИХ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ	188
<i>Глава пятая</i>	
Структурные и геологические поисково-оценочные критерии	192
Вещающие породы и материнские граниты	192
Геологический возраст пегматитовых месторождений	194
Зональность пегматитоносных территорий	204
О масштабах пегматитоносных территорий	204
Зональность пегматитовых пучков	208
Зональность пегматитовых полей, поясов и провинций	222
Зональность в пределах земного шара	227
Форма, размеры и элементы залегания пегматитовых тел	229
Внутрирудная тектоника	230

Глава шестая

Текстурные поисково-оценочные критерии 232

Глава седьмая

Минералогические поисково-оценочные критерии 236
Парагенетический тип пегматита 236
Типоморфизм минералов и их разновидностей. Околожилные изменения . . . 237
Размер и цвет редкометалльных минералов 244
Вертикальная зональность пегматитовых тел и определение глубины эрозионно-го среза 245
Минеральные типы руд 248

Глава восьмая

Геохимические поисково-оценочные критерии 250
Геохимическая специализация пегматитовых провинций, поясов и полей . . . 250
Комплексность оруденения и парагенезис элементов в типах пегматитов . . . 253
Характер распределения редких элементов в зонах 254
Прогноз поведения редких элементов с глубиной 256
Изменение содержания редких элементов в минералах по мощности пегматитовых тел 258
Соотношение концентрированной и рассеянной форм нахождения редких элементов в пегматитах 267
Использование редких элементов-примесей при поисках и оценке редкометалльных пегматитов 269

Глава девятая

Об основных оценочных параметрах танталоносных кор выветривания пегматитов 275
Заключение 278
Литература 279

10428

Николай Алексеевич Солодов

Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов

Утверждено к печати Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР

Редактор издательства Я. А. Галушко. Технический редактор И. А. Макагонова
Художник С. А. Смирнова

Сдано в набор 19/VI 1970 г. Подписано к печати 27/IV 1971 г. Формат 70 × 108/16

Печ. л. 18,25. Усл. печ. л. 25,55. Уч.-изд. л. 25,7. Тираж 1200 экз.

Т-01514. Тип. зак. 724. Цена 2 р. 88 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

СПИСОК ИСПРАВЛЕНИЙ И ОПЕЧАТОК

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
12.	20 сн.	микроклин-альбитовые	микроклин-сподуменовые
15	24 сн.	фиг. 3	фиг. 2
64	20 сн.	симметрично-зональные	асимметрично-зональные
147	24 св.	Li, Nb	LiNb
147	18 сн.	$2R^{1+}AL_{VI}$	$2R^{1+}AL_{IV}$
170	3—4 св.	антимонминеральные	анхимонминеральные
182	2 св.	их	из
208	27 сн.	танталами	танталатами
214	27 сн.	участков,	участков заставляет думать,
222	10 св.	жилы	жил
222	15 св.	гранитов	гранитов, но и относительно выявленных типов пегматитов; если, например, обнаружены альбитсподуменовые жилы, то поиски жил, богатых цезием и танталом, надо направлять в сторону материнских гранитов
233	16 св.	бериллия	берилла
234	27 св.	Ta_2O_5/Nb_2O_5	Ta_2O_5
236	5 св.	типа	типы
248	28 сн.	галлий	таллий

