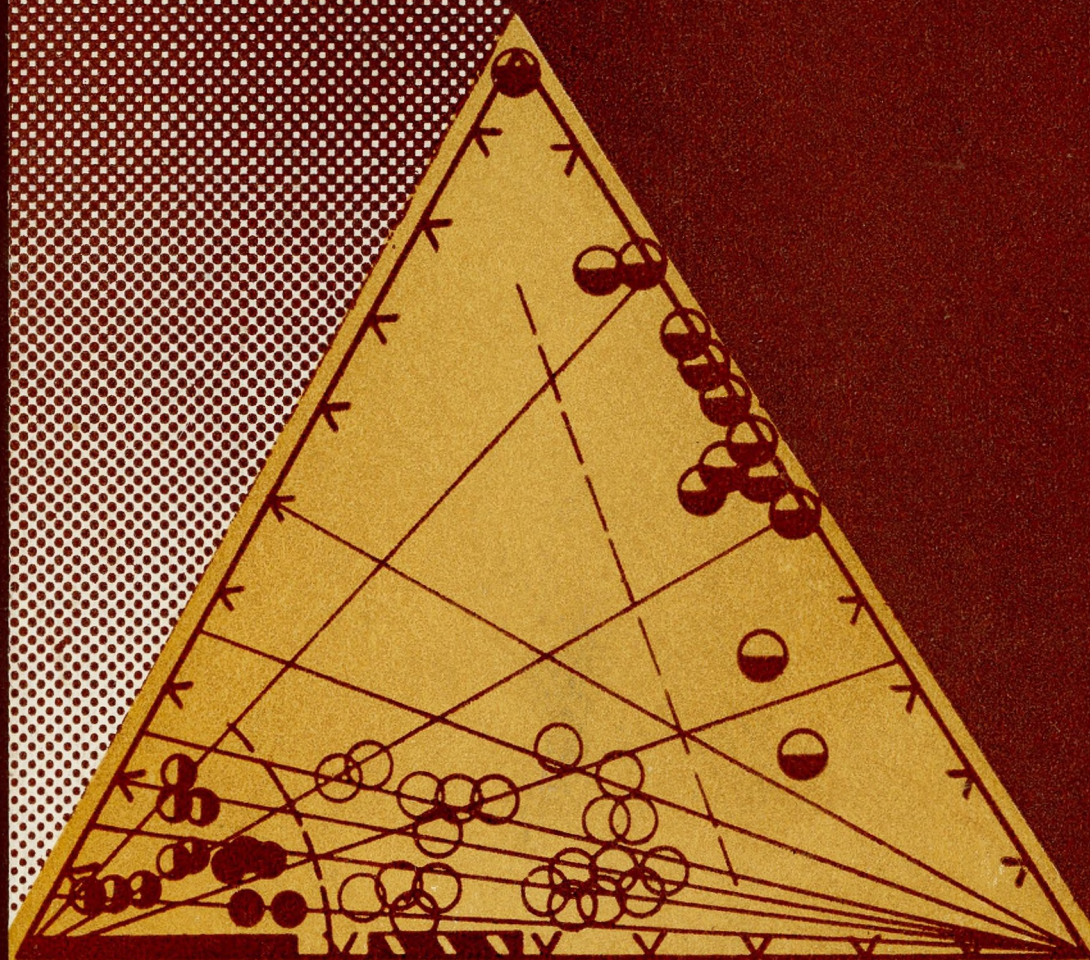


154
B-57

Н. В. Владыкин МИНЕРАЛОГО-
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ
ГРАНИТОИДОВ
МОНГОЛИИ



Опечатки:

Стр. 43-44, Табл. II. Следует читать:

№15 $K_2O=9,11$, №21 $Al_2O_3=33,93$ №41

$K_2O=18,71$ Исправить суммы:

№4=99,92 №11=99,46, №14=99,52, №20=100,24

№28=100,11, №38=99,49, №41=100,05, №44=

100,44, №46=100,11, №51=99,68, №52=99,60,

№54=99,54, №55=99,37, №58=99,69, №61=

100,04, №62=99,40, №69=100,00, №80=99,88

Стр. 48, Табл. I3 Следует читать:

№22 $H_2O=0,60$, сумма $\Sigma =100,05$

Стр. I45, Табл. 54 Следует читать:

№5 $Fe_2O_3=14,18$, №16 сумма $\Sigma =100,19$

Стр. I68 строчка 2I напечатано: гранитах,

читать: гранатах

Стр. I95 последняя строка. Следует читать:

использованы в геологических работах по

поискам редкометалльных проявлений

ТЗУ
М-57

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

Н. В. ВЛАДЫКИН

МИНЕРАЛОГО- ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ МОНГОЛИИ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук
В. И. КОВАЛЕНКО

*Судомозуванс аймаг
Алшагшур Алшагшурович
Подошину с поздравлением
но сурал урмийн чин "Минералогический
институт" Москва и с напутствием
ногсонииндэн
4.12.83. Зураг*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1983

Фер.
БИБЛИОТЕКА
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
Академии Наук СССР

УДК 549.(519.3); 549.6; 550.42; 553.2

Владыкин Н. В. Минералого-геохимические особенности редкометалльных гранитоидов Монголии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Монография является сводкой по минералогии и типохимизму минералов редкометалльных гранитоидов литий-фтористого, апатитового щелочного и стандартного геохимических типов.

На базе большого оригинального фактического материала (500 химических анализов минералов и ~10 тыс. количественных элементоопределений редких элементов в минералах) детально рассматриваются слюды, амфиболы, турмалины, гранаты, топазы, бериллы и акцессорные силикаты Ti, Zr, Nb и TR. Приводятся типоморфные минералы, их признаки для гранитоидов различных типов и фаций глубинности, а также параметры образования минералов. Доказывается возможность их образования из магматических расплавов.

Монография рассчитана на широкий круг геологов, минералогов, геохимиков и специалистов по редкометалльным месторождениям.

Табл. 66. Ил. 88. Библиогр. 123.

ВВЕДЕНИЕ

В Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР под руководством академика Л. В. Таусона уже много лет ведутся систематические комплексные исследования редкометалльных гранитоидов. Широкому кругу исследователей, занимающихся проблемой гранитоидов, известны работы сотрудников Института геохимии, посвященные общим проблемам геохимии, петрологии и генезиса гранитоидов [Таусон, 1964, 1977; Коваленко, 1977; Козлов, Свядковская, 1977; Коваль, 1975; Трошин, 1978; и др.]. Важная составная часть исследований редкометалльных гранитоидов — работы по изучению состава, свойств и условий формирования порообразующих, второстепенных и акцессорных минералов.

Первыми сводками такого рода являются монографии по слюдам [Лапидес, Коваленко и др., 1977] и амфиболам [Коваленко, Владыкин и др., 1977] редкометалльных гранитоидов.

Настоящая работа посвящена проблеме типоморфизма и типохимизма порообразующих, второстепенных и акцессорных минералов (т. е. геохимии минералов) редкометалльных гранитоидов, часто несущих практически интересные концентрации редких элементов.

Важность проблемы типоморфизма минералов в связи с решением многих теоретических и практических вопросов геологии неоднократно подчеркивалась в работах акад. Ф. В. Чухрова (1969), А. И. Гинзбурга (1977) и других исследователей. Различным вопросам типоморфизма минералов было посвящено 2-е Всесоюзное совещание по проблеме типоморфизма минералов и минеральных ассоциаций, проходившее в ноябре 1977 г. в г. Москве. Этой же проблеме уделено особое внимание на XI съезде Международной Минералогической Ассоциации (1978 г., Новосибирск.)

Понятие о типоморфизме в его современном виде введено в минералогию еще А. Е. Ферсманом и широко им использовано в характеристике различных стадий пегматитового процесса. А. Е. Ферсман различал понятия «типоморфные минералы» и «типоморфные особенности» (свойства) минералов. Типоморфные минералы и их ассоциации определяют условия и время развития геохимического процесса, они характерны для определенного типа (например, геохимического) пород. Типоморфные особенности и свойства минералов отражают те или иные черты минералообразования, т. е. способность минералов изменять свой состав, физические свойства в зависимости от условий минералообразования (например, глубинности, рудной продуктивности пород и т. д.). Под типоморфизмом минералов понимаются не только особенности формы минералов, как дословно переводится термин, а и весь общий комплекс физических и химических особенностей определенных минералов. Типохимизм минералов есть одна из составных частей типоморфизма, куда входят особенности химического состава и концентрации редких элементов в минералах (т. е. геохимия минерала), присущие определенным породам и процессам минералообразования.

Монография представляет собой итог 12-летнего изучения породообразующих, второстепенных и аксессуарных минералов редкометалльных гранитоидов Монголии. Работа базируется на большом оригинальном аналитическом материале (более 500 полных химических анализов минералов и около 10 тыс. количественных определений редких элементов в минералах). Приводятся средние составы минералов и средние содержания в них редких элементов для пород различных геохимических типов гранитоидов и различных фаций глубинности этих пород. Детально рассмотрен типохимизм слюд, щелочных амфиболов, турмалинов, гранатов, бериллов, топазов и аксессуарных минералов циркония, титана, ниобия и РЗЭ. В редкометалльных гранитоидах Монголии открыт новый минерал армстронгит, целый ряд аморфизированных силикатов титана, циркония, ниобия и РЗЭ, которые по валовому составу являются новыми, изучены такие редкие минералы, как эльпидит, синхизит, плюмбопирохлор, нептунит, полилитнионит, миларит и другие, приводится первое описание редкометалльных минералов онгонитов. Все эти данные послужили основой выделения минералов-носителей и концентраторов редких элементов в гранитоидах и определения типоморфных минералов и их признаков для различных типов редкометалльных гранитоидов. Выяснено, что щелочные силикаты циркония, титана, ниобия и РЗЭ образуются в гранитоидах с коэффициентом апаитности более 1,2.

Ранее на основе геохимических, петрологических и экспериментальных данных В. И. Коваленко (1977) освещался магматический генезис редкометалльных гранитоидов в целом. Минералогическими данными подтверждается возможность кристаллизации минералов (в том числе и редкометалльных) из магматического силикатного расплава.

В 1968 г. В. И. Коваленко, Ц. Цеденом и автором данной монографии на Онгон-Хайрханском массиве были открыты субвулканические редкометалльные кварцевые кератофиры — субвулканические аналоги литий-фтористых гранитов, которые по предложению академика Д. С. Коржинского были названы онгонитами. В том же году В. И. Коваленко, С. Б. Брандтом, А. В. Гореглядом и автором в Хан-Богдинском массиве были обнаружены экериты и пегматиты с редкометалльной минерализацией. Дальнейшее изучение этого района позволило выделить Южно-Гобийскую провинцию щелочных пород. После изучения в 1969 г. пегматитов Хух-Дель-Улы автором, В. И. Коваленко и М. Д. Дорфманом был выделен новый тип пегматитов — топаз-лепидолит-альбитовый [Владыкин, Дорфман и др., 1974].

Некоторые термины, используемые в книге, требуют объяснения.

Геохимический тип гранитоидов объединяет породы, близкие по химическому, минеральному составу, парагенезисам главных и аксессуарных минералов, распределению редких элементов и характеру эволюции петрогенных и редких элементов [Коваленко и др., 1974; Коваленко, 1977; Таусон, 1977]. В работе дается описание минералов редкометалльных гранитоидов Монголии (выделенных ранее) литий-фтористого, стандартного и апаитового щелочного геохимических типов [Коваленко и др., 1974]. По классификации Л. В. Таусона литий-фтористый тип является частью геохимического типа плюмазитовых лейкогранитов, стандартный геохимический тип соответствует палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда и щелочной тип отвечает типу апаитовых редкометалльных гранитов. Под **гранитоидами** подразумеваются не только интрузивные породы гранитного состава, но и их стекловатые аналоги, пегматиты и т. д.

К редкометалльным гранитоидам отнесены гранитоиды с повышенными относительно кларка в гранитах содержаниями редких элементов, с которыми могут быть связаны концентрации этих элементов.

Изучение минералов редкометалльных гранитоидов Монголии проводилось в составе Комплексной советско-монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, возглавляемой акад. А. Л. Яншиным и Н. С. Зайцевым. Автор данной книги работал в большом коллективе геохимиков лаборатории редких элементов Института геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР (В. И. Коваленко, П. В. Коваль, Ю. П. Цыпунов, В. Н. Смирнов, В. С. Антипин, А. В. Горегляд) и сотрудников ГИИ АН МНР (Ц. Цеден, Ж. Лхамсурен, Д. Ломбо, Ариунбэлэг, Туменбаяр, Ц. Гундсамбуу). В геологических исследованиях участвовал проф. М. Д. Дорфман (Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана).

В 1969 и 1978 гг. в работе экспедиции в Монголии принял участие акад. Д. С. Коржинский. Он ознакомился с онгонитами Онгон-Хайрханского массива, цвиттерами Багагазрына, щелочными гранитами и пегматитами Хан-Богдо и другими объектами. Автор использовал возможность обсудить с Д. С. Коржинским все интересующие его вопросы и учел советы академика в настоящей работе.

Многочисленные анализы минералов выполнены в лабораториях: геохимии редких элементов (В. А. Писарская, В. В. Конусова, Л. А. Чувашова, Л. Д. Макагон, С. Р. Абрамова, Л. И. Черная), химической (Л. Н. Матвеева, В. К. Халтуева, В. И. Мордвинова, Г. С. Гормашева, Н. М. Бехтерева, В. М. Новиков, В. Д. Цыханский), рентгеноструктурной (Г. Г. Афолина, А. Н. Сапожников, А. А. Кашаев, С. С. Базарова), спектральной (А. И. Кузнецова, Е. В. Смирнова, А. Д. Глазунова, В. А. Легейдо, Л. Л. Петров, Е. С. Костюкова, С. Н. Арбатская, Л. И. Персикова), рентгеноспектральной (В. П. Афонин); кабинете физики минералов (И. Л. Лапидес, Т. А. Валетов). Разделение и подготовку минералов к анализам провели В. К. Жилкина, А. В. Лызин, Ю. М. Луннов. Минералого-геохимическим исследованиям автора постоянное внимание уделяли академик Л. В. Таусон и д-р геол.-минералог. наук В. И. Коваленко.

Всем перечисленным товарищам автор выражает глубокую благодарность.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

- Аб — альбит
Ам — амазонит
Амф — амфибол
Ап — аннит
Ап — апатит
Арм — армстронгит
Арф — арфведсонит
Бер — берилл
Би — биотит
Б — бургерит
Гр — гранат
ГИФ — главная интрузивная фаза
Гл — глаукофан
Д — дравит
ДК — дифференцированный комплекс
Ильм — ильменит
Инд — индиголит
Ист — истонит
К — катофорит
Кв — кварц
Кл — клевеландит
Ксен — ксенотим
КК — коэффициент концентрации
Кл — клевеландит
КПШ — калиевый полевоы шпат
КР — коэффициент распределения
SnO₂ — касситерит
Леп — лепидолит
Ми — микроклин
Мон — монацит
Мт — магнетит
Мус — мусковит
Непт — нептунит
П — полилитнионит
Пл — плагиоклаз
П. О. О — плоскость оптических осей
Р — рибекит
РЗЭ и TR — редкоземельные элементы
Рут — рутил
Сд — сидерофиллит
Синх — синхизит
Сл — слюда
Спод — сподумен
Сф — сфен
Топ — топаз
Тур — турмалин
Тлт — трилитнионит
Фл — флогопит
Цир — циркон
Ш — шерл
Э — эльбаит
Эг — эгирин
Эльп — эльпидит

Для геохимических и минералогических исследований по основным разновидностям пород берутся большие пробы (вес 15—20 кг). Далее их обработка ведется по известной методике В. В. Ляховича (1962) для гранитоидов с некоторым дополнением и усовершенствованием [Владыкин, 1976]. Схема методики представлена на рис. 1. Проба дробится на щековых и валковых дробилках до 1 мм. От нее отделяются отквартовки в 1 кг (запас) и 100 г. Последняя дотируется на виброистрателе и идет далее на анализы. Проба промывается на концентрационном столе. Для лучшей размывки минералов проба расситовывается на сите 0,25 мм и обе фракции промываются отдельно. Дополнительно, до промывки, взмучивается слюда. Из легкой фракции извлекаются полевые шпаты, кварц и электромагнитным способом на роликовом сепараторе не попавшие в шлик слюды и амфиболы. Шлик (вес около 1 кг) разделяется в тяжелых жидкостях (бромформе и Клерчи) в делительных воронках. Фракции после разделения в жидкостях разгоняются по электромагнитным свойствам на сепараторе Сим-1. Если этим способом не достигается нужная чистота мономинеральной фракции, то по специально подобранным эталонам минералы разделяются по удельному весу на приборе ТГП-1 с проверкой и дочисткой под биноклем МБС-2. Выделение минералов на анализ ведется в основном из фракции 0,16—0,05 мм, в которой, по нашему мнению, наличие «невидимых» включений других минералов внутри зерен маловероятно.

Подсчет количества аксессуарных минералов в геохимических пробах проводится по специальной методике [Владыкин, 1976]. Мономинеральные фракции, а также фракции, содержащие 2—3 минерала, после разделения на Симе-1 взвешиваются, и определяется относительное содержание минералов. Затем эти содержания перемножаются на поправочные коэффициенты потери минерала, которые устанавливаются следующим образом. Отквартовка породы и выделенные породообразующие минералы анализируются на редкие элементы. Особенно важны те элементы, которые дают собственные минеральные фазы, например, для фтора — топаз или флюорит, для олова — касситерит, для цинка — сфалерит, для циркония — циркон, для ниобия и тантала — колумбит, для редких земель — монацит и т. д. Затем вычисляется теоретически необходимое в породе количество главного концентратора для каждого элемента, с учетом содержания этого элемента в породообразующих минералах. Коэффициент потери получается делением теоретически вычисленного количества минерала на реально выделенный из шлика. Далее вычисляется средний коэффициент потери, на который перемножаются все реально полученные содержания аксессуарных минералов. Эта методика подсчета удобна тем, что при ее использовании нет необходимости учитывать потери минералов, уходящие в пылевую фракцию и остающиеся в виде вростков в породообразующих минералах, методы подсчета потерь которых являются наиболее дискуссионными [Аксессуарные минералы..., 1968]. Определение оптических свойств минералов проводилось общепринятым ме-

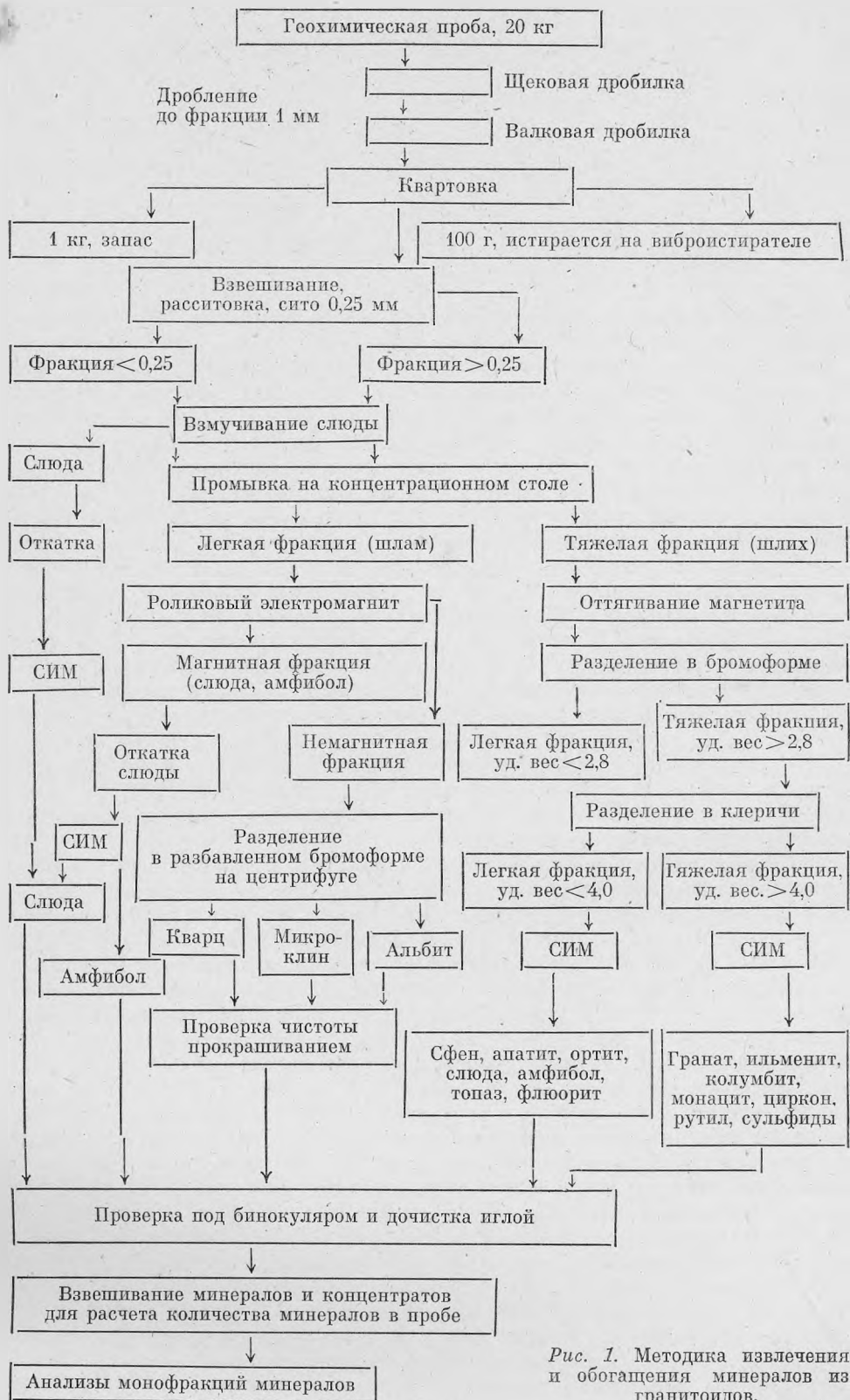


Рис. 1. Методика извлечения и обогащения минералов из гранитоидов.

Таблица 1

Чувствительность и ошибки методов анализа пород и минералов

Вид анализа	Метод анализа	Предел обнаружения	Ошибка, %	Аналитики
Полный химический силикатный анализ слюды, амфиболов, турмалинов, бериллов, графатов, топазов и сфенов	Химический анализ с применением атомной абсорбции	0,01	5	В. К. Халтуева, Л. И. Матвеева, В. А. Писарская, В. И. Мордвинова, Г. С. Гормашева, Н. М. Бехтерева
То же, для цирконо-, титано-, ниобиево-редкоземельных силикатов	Тот же	0,01	5	Л. Н. Матвеева, В. А. Писарская
Определение калия, натрия, лития, рубидия, цезия	Фотометрия пламени	K, Na—0,01; Li, Rb, Cs— $4 \cdot 10^{-4}$	10 20	Л. И. Черная, Д. Н. Николаева
Определение ниобия, тантала, циркония, гафния	Химический, химическо-спектральный	$1 \cdot 10^{-4}$	15	В. В. Конусова, Л. Д. Макагон, Л. И. Чувашева, С. А. Арбатская
Определение редкоземельных элементов и иттрия	Хроматографический	$1 \cdot 10^{-3}$	20	С. Р. Абрамова
	Количественный спектральный	$1 \cdot 10^{-4}$	10	Е. В. Смирнова
Определение Sn, Zn, Pb, Tl, Sc, Ba, Sr, W, Be, F, B, Co, Ni, V, Cr, Mo, Cu	Тот же	$1 \cdot 10^{-4}$	15—25	А. И. Кузнецова, В. А. Легейдо, А. Д. Глазупова, Л. Л. Петров, Е. С. Костюкова
Определение параметров решетки минералов и полиграфии слюды	Рентгеновский монокристалльный и дифрактометрический	0,01—0,001	10—25	А. Н. Сапожников, Г. Г. Афонина, А. А. Кашаев, С. В. Базарова
Термографические исследования	Дифференциально-термический			И. Л. Ланидес, Т. В. Долматов

Примечание. Прочерк в таблицах анализов означает, что содержание ниже предела обнаружения.

тодом [Татарский, 1965], а определение удельного веса — на приборе ТГП-1 [Ильинский, 1975]. Методы анализа пород и минералов указаны в табл. 1.

ГЛАВА

2

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

Мезозойские гранитоиды широко распространены в Восточной Монголии (рис. 2.) Они разделены на пять геохимических типов: габбро-диоритовый; гранодиорит-гранитный; стандартных гранитов; щелочных гранитов [Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975]. Их формирование происходило в течение двух интервалов времени: в раннем мезозое (175—230 млн. лет) и позднем мезозое (120—150 млн. лет) [Тектоника МНР, 1974]. Соответственно в пределах западной части Монголо-Охотского подвижного пояса на территории МНР выделены два ареала распространения мезозойских гранитоидов: ранне- и позднемезозойский. От центра к периферии каждого из ареалов выделяются три тектоно-магматические зоны: центральная (зона батолитов), средняя (зона «распыленного» магматизма) и периферийная (зона щелочного магматизма). Гранитоиды габбро-диоритового и гранодиорит-гранитного типов слагают главным образом центральное ядро ареала магматизма, в то время как породы других геохимических типов тяготеют к остальным зонам. Массивы редкометальных гранитоидов литий-фтористого типа расположены в зоне «распыленного» магматизма, где они пространственно (может быть, и генетически) связаны с преобладающими по площади массивами стандартного геохимического типа. Массивы щелочных гранитоидов располагаются в самой периферической зоне тектоно-магматического ареала и также слагают Южно-Гобийский пояс щелочных пород [Коваленко и др., 1971]. Геологическое положение, петрологические и геохимические особенности большинства массивов ареала описаны ранее [Коваленко и др., 1971; Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975; Коваленко, 1977].

ГРАНИТОИДЫ ЛИТИЙ-ФТОРИСТОГО ТИПА

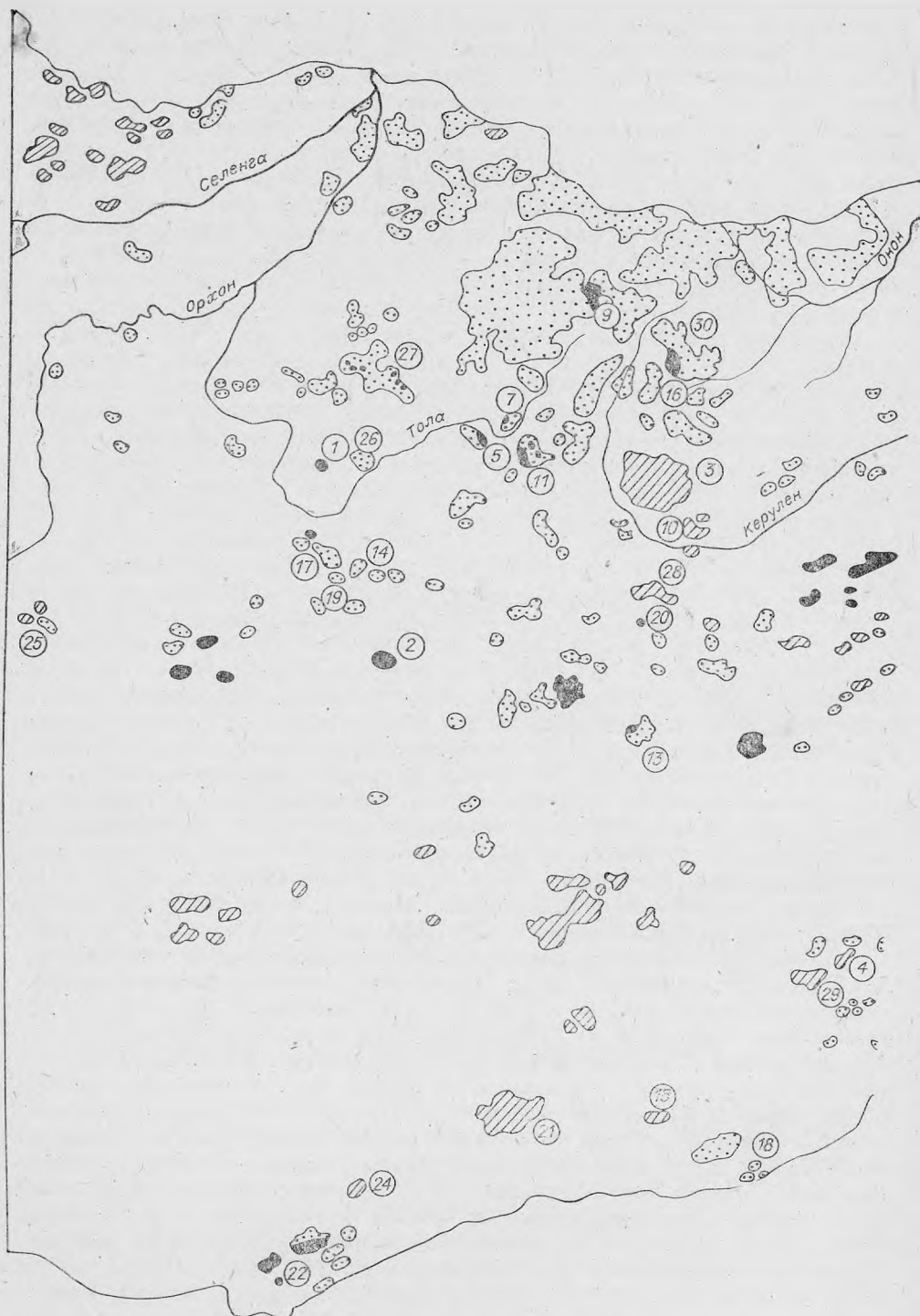
Амазонитовые граниты на территории Монголии были обнаружены при геологосъемочных работах И. С. Богуславским, Л. Е. Эгелем, В. И. Ушаковым, М. И. Гориним в Жанчивланском, Абдарском, Юдугинском Западном, Борун-Цогтинском Восточном массивах. Н. А. Волковым выявлены также пегматиты с лепидолитом Хух-Дель-Улы. Геохимическим отрядом Советско-Монгольской экспедиции в составе В. И. Коваленко, А. В. Горегляда, Ц. Цедена и автора все известные массивы литий-фтористых гранитоидов были детально изучены и опробованы, кроме того, обнаружены подобные граниты в Югодзырьском, Юдугинском Восточном, Багагазынском, Борун-Цогтинском Западном массивах, а также открыты субвулканические их аналоги — онгониты в Онгон-Хайрханском и Багагазынском массивах. П. В. Ковалем литий-фтористые граниты обнаружены в Боро-Худжирынском и Ара-Унчжунском массивах, а онгониты — в низовьях р. Балджи-Гол (Северо-Восток МНР). Подробно геологическое положение и геохимическая характеристика литий-фтористых

гранитоидов и пегматитов МНР дана ранее [Коваленко и др., 1971; Коваленко, Коваленко, 1976; Коваленко, 1977; Владыкин, Дорфман и др., 1974; Владыкин, Антипин, 1976]. Здесь необходимо подчеркнуть следующее. Среди гранитоидов по геологическим данным выделены три фации глубинности: субвулканическая, гипабиссальная и глубинная. К субвулканическим образованиям отнесены дайковые тела онгонитов, к гипабиссальной фации — массивы литий-фтористых гранитов и к глубинной фации — жильные топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты. Уровень глубинности оценивался в первую очередь по известным петрографическим особенностям скорости кристаллизации магм: стекловатые, порфиновые эффузивоподобные породы (онгониты) относились к субвулканическим породам [Коваленко и др., 1970], среднезернистые граниты с некоторыми другими геологическими признаками [Коваленко и др., 1971], формирующиеся на малых глубинах, — к гипабиссальным породам, крупно- и среднезернистые пегматиты [Владыкин, Дорфман и др., 1974] — к глубинной фации. Эта классификация в целом соответствует известной классификации редкометалльных пород А. И. Гинзбурга. Кратко остановимся на характеристике наиболее типичных представителей этих пород: онгонитах Онгон-Хайрханского массива, гранитах Жаңчивланского массива и пегматитах Хух-Дель-Улы.

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ АНАЛОГИ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ — ОНГОНИТЫ

В 1968 г. в районе Онгон-Хайрханского вольфрамового месторождения В. И. Коваленко, Н. В. Владыкиным и Ц. Цеденом были впервые обнаружены дайки топазсодержащих кварцевых кератофилов, названных онгонитами [Коваленко и др., 1970; Коваленко, Коваленко, 1976]. Эти образования являются магматическими субвулканическими аналогами литионит-амазонит-альбитовых «апогранитов» [Беус и др., 1962] или литий-фтористых гранитов. В настоящее время известно несколько районов проявления онгонитов: Онгон-Хайрханский, Багагазынский, Югодзырский, Балджигольский массивы (Монголия), массив в Забайкалье (СССР), дайки в Рудных горах (ГДР) [Коваленко, 1977].

Дайки онгонитов расположены в 40 км к востоку от Онгон-Хайрханского гранитного массива. Они прорывают песчано-сланцевые породы хэнтэйской серии (рис. 3). Мощность даек онгонитов — 0,3—2,5 м, протяженность — 100—400 м. Дайки мощностью более 1 м, обычно закаленные, афировые в эндоконтактах (рис. 4) и порфировые в центральных частях. Онгониты состоят в основном из вкрапленников кварца, альбита, микроклина, литиевого фенгита и основной массы (со стеклом), причем количество вкрапленников зависит от степени закристаллизованности породы. Кроме вкрапленников кварца, полевых шпатов и слюды, выявленных ранее [Коваленко, Коваленко, 1976], нами в онгонитах обнаружены вкрапленники касситерита, топаза, граната и колумбита. Топаз, гранат и касситерит образуют ограниченные кристаллы размером 0,2—1,0 мм, обтекаемые микролитами основной массы (рис. 5). Наблюдались сростки вкрапленников касситерита и слюды. Колумбит образует мелкие выделения до 0,1 мм, в связи с чем часто трудно установить, является ли он минералом-вкрапленником. Однако мелкие игольчатые выделения колумбита часто встречаются во вкрапленниках топаза и граната, что свидетельствует о том, что часть выделений колумбита имеет раннемагматическое происхождение. В топазах онгонитов были обнаружены расплавленные включения, гомогенизирующиеся при T , равной 1020—580°C



[Наумов и др., 1977]. Из аксессуарных минералов в онгонитах встречены гранат, колумбит, касситерит, монацит, флюорит, пирит (рис. 6).

Онгониты характеризуются повышенными содержаниями фтора, лития, рубидия, олова, тантала, ниобия, гафния (по отношению к кларку



Рис. 2. Схема распространения мезозойских гранитоидов и щелочных пород Южно-Гобийского пояса (С₃—Р₁ возраста).

1 — литий-фтористые гранитоиды, 2 — щелочные породы, 3 — гранитоиды других геохимических типов.

Цифры в кружках. Массивы: 1 — Абдарский, 2 — Багагазрынский, 3 — Баян-Уланский, 4 — Борун-Богдинский, 5 — Богдоулинский, 6 — Борун-Цогтинский, 7 — Горихинский, 8 — Дзаянудский, 9 — Дзанхарангольский, 10 — Даш-Балбарский, 11 — Жанчивланский, 12 — Заставный, 13 — Ихе-Наротин-Хидский, 14 — Ихе-Хайрханский, 15 — Лугингольский, 16 — Модотинский, 17 — Онгон-Хайрханский, 18 — Солонкерское поле пегматитов, 19 — Унчжульский, 20 — пегматитовое поле Хух-Дель-Ула, 21 — Хан-Богдинский, 22 — Хара-Моритинский, 23 — Хуху-Улинская группа, 24 — Хархадский, 25 — Хадасанский, 26 — Хоштулинский, 27 — Цаган-Дабинский, 28 — Чойренская группа, 29 — Элисэтуинский, 30 — Юдугынский, 31 — Югодзырская группа, 32 — Тюмен-Цогтинская группа, 33 — Халхингольская группа.

в гранитах), низкими концентрациями бария и стронция и низкими отношениями калия к рубидию, ниобия к танталу и циркония к гафнию (табл. 2).

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫЕ ГРАНИТЫ ГИПАБИССАЛЬНОЙ ФАЦИИ

Эталоном этой фации литий-фтористых гранитов является Жанчивланский массив (площадь 1000 км²). Расположен он в 70 км к востоку от Улан-Батора и сложен преимущественно гранитами стандартного гео-



Рис. 3. Общий вид даек онгопитов Олгол-Хайрханского массива.



Рис. 4. Дайковое тело закаленного онгопита. Виден резкий контакт с вмещающими черными сланцами.

химического типа. Литий-фтористые гранитоиды массива слагают два разобщенных выхода (площадь 20 км²), названных Бурал-Хангайским и Урту-Годзогорским, тяготеющим к зоне Улан-Дабинского разлома (рис. 7). На северо-востоке граниты круто погружаются под терригенную Хэнтэйскую толщу, с которой имеют резкие контакты. В разрезе Бурал-Хангайский массив представляет собой асимметричный купол. На северо-западном продолжении массива расположено тело альбит-лепидолито-

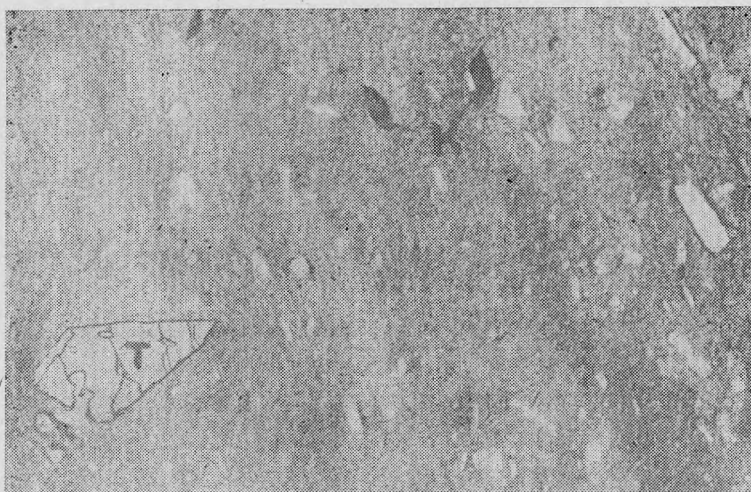


Рис. 5. Фото шлифа афирового онгонита (увел. 8X). Видны вкрапления топаза (Т) и касситерита (К).

вых гранитов Урту-Годзгор, отделенное перемычкой вмещающих палеозойских гранитов. В Бурал-Хангайском и Урту-Годзгорском выходах установлен наиболее полный ряд дифференциатов редкометалльных гранитоидов, образующихся в следующей последовательности. Магматические породы: аляскиты → микроклин-альбитовые аляскиты → амазонит-альбитовые аляскиты → альбит-лепидолитовые граниты. Послемагматические породы: лепидолитовые грейзены → альбититы. Аляскиты встречены в виде отдельных выходов в южной части Бурал-Хангайского массива. Контакты их с микроклин-альбитовыми аляскитами — резкие. Микроклин-альбитовые граниты занимают южную и юго-восточную части массива. Контакт их с вмещающими сланцами также резкий. Взаимоотношения микроклин-альбитовых гранитов с амазонит-альбитовыми двойственные: наблюдаются как секущие контакты и апофизы амазонитовых гранитов в микроклин-альбитовых разностях, так и постепенные переходы между ними. Амазонитовые граниты расположены в северо-западной части массива. Альбит-лепидолитовые граниты слагают Урту-Годзгорский массив. Они имеют резкий контакт с вмещающими сланцами и гранитами, иногда с зоной закалки. Сланцы на контакте ороговиканы, а вмещающие граниты изредка грейзенизированы. В альбит-лепидолитовых гранитах установлены зоны и тела кварц-лепидолитовых грейзенов и альбититов.

Главные минералы аляскитов — кварц, плагиоклаз (№ 5—15), микроклин и литийсодержащий сидерофиллит. При переходе от аляскитов через микроклин-альбитовые и амазонитовые граниты до альбит-лепидолитовых гранитов уменьшается содержание анортита в плагиоклазе (до № 3—6), в микроклине снижается количество альбитового минерала, состав слюд меняется через протолитионит, циннвальдит до лепидолита и в породах увеличивается количество топаза. Видовой состав и средние содержания акцессорных минералов Жанчивланского массива представлены в табл. 3, а схема минералообразования показана на рис. 79.

В геохимическом отношении граниты и постмагматические образования Жанчивланского массива характеризуются (см. табл. 2) повышенным по сравнению с кларком в гранитах содержанием фтора, лития, рубидия, тантала, ниобия, олова, бериллия, гафния и аномально низкими концентрациями бария и стронция. При переходе от ранних пород к поздним

Минерал	Этап минералообразования		
	Магматический		Постмагматический
	Минералы-вкрапленники	Минералы основной массы	Грейзен по онгониту
Кварц			
Микроклин			
Альбит			---
Li-фенгит-мусковит			
Мусковит			
Топаз			
Флюорит		---	
Гранат			
Колумбит	---		---
Монацит		---	
Касситерит	---		
Циркон	---		---
Пирит			
Вольфрамит			
Берилл			---

Рис. 6. Обобщенная схема минералообразования в онгонитах Онгоп-Хайрханского массива МНР.

Средние содержания редких элементов (г/т), щелочей и фтора (вес. %) в по

Порода	K	Na	Li	Rb	Cs	Be	Sn
<i>Жанчиваланский массив</i>							
Аляскиты с биотитом	4,4	2,9	195	511	22	9,9	21
Микроклин-альбитовые аляскиты	3,7	3,6	289	795	28	7,0	38
Амазонит-альбитовые аляскиты	3,5	3,4	428	881	26	6,4	39
Альбит-лепидолитовые граниты	3,4	4,8	878	1500	17	4,9	24
Кварц-лепидолитовые грейзены	4,0	1,7	985	1639	15	4,7	14
Альбититы	2,2	6,4	348	874	155	4,4	30
<i>Пегматиты Хух-Дель-Уль</i>							
Шерл-мусковит-альбитовые (I тип)	2,3	3,6	147	235	17	28	11
Топаз-лепидолит-альбитовые (III тип)	3,4	3,0	147	2286	413	140	12
То же (IV тип)	3,5	2,2	»	1091	115	795	13
Эльбаит-лепидолит-альбитовые (V тип)	2,8	2,3	»	2341	109	37	255
Кварц-лепидолитовые грейзены	4,5	1,6	»	3630	604	19	125
Альбититы	0,5	8,6	515	118	28	10	12
<i>Онгон-Хайрханский мас</i>							
Онгониты, дайка Амазонитовая	2,84	4,04	970	1876	13	19	41
Онгониты, дайка Штокверковая	1,64	5,11	122	438	13	2,6	44

Примечание. Содержания других редких элементов приведены в работах В. И. Кова

возрастают содержания лития, рубидия, тантала, олова, ниобия, гафния, фтора и убывают концентрации бария, бериллия, циркония и РЗЭ. При переходе от аляскитов к альбит-лепидолитовым гранитам наблюдается закономерное уменьшение отношений калия к рубидию, ниобия к танталу и циркония к гафнию. По многим петрологическим и геохимическим данным Жанчивланский массив характеризуется высокой степенью дифференцированности вещества. В этом отношении важно, что конечным продуктом магматической дифференциации этого массива являются альбит-лепидолитовые граниты, практически аналогичные низкотемпературному эвтектическому составу в системе гранит — H₂O — HF [Коваленко, 1977].

ПЕГМАТИТОВЫЕ АНАЛОГИ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ

Пегматитовыми аналогами литий-фтористых гранитов являются топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты Хух-Дель-Улы, которые подробно описаны ранее [Владыкин, Дорфман и др., 1974]. На площади поля в 6 км² встречено 25 пегматитовых тел протяженностью 50—100 м и мощностью 1—10 м, залегающих в серицитовых и силлиманит-турмалиновых сланцах (рис. 8). По минеральному составу выделено пять групп пегматитовых тел: шерл-литиевый мусковит — микроклин-альбитовые пегматиты; топаз-микроклин-лепидолит-альбитовые пегматиты; топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты; топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты с бериллом и касситеритом; альбаит-лепидолит-альбитовые пегматиты.

Наблюдается зональное расположение пегматитовых тел в пределах поля, выражающееся в переходе ранних пегматитов 1-й группы к более поздним пегматитам 5-й группы по мере движения с севера на юг поля (см. рис. 8). Породообразующими минералами пегматитов являются кварц, микроклин, клевеландит, альбит, слюды мусковит-лепидолитового

Т а б л и ц а 2

родах разных фаций глубинности литий-фтористого геохимического типа

Pb	Zn	Ba	Sr	Nb	Ta	Zr	Hf	TR+Y	F	K/Rb	Nb/ Ta	Zr/Hf
<i>(гипабиссальный)</i>												
37	12	84	21	23	4,0	260	9,3	420	0,36	86	5,7	28
64	50	16	9	46	11	104	9,6	220	0,29	46	4,2	11
63	102	14	8	46	15	92	6,4	240	0,54	40	3,0	14
355	102	9	6	75	49	78	13	40	0,63	23	1,5	6
52	81	17	16	77	45	45	9,4	30	1,39	24	1,0	0,3
24	24	7	—	44	109	20	15	30	0,21	255	5,4	0,5
<i>(мезоабиссальный)</i>												
40	442	He опр.	He опр.	58	38	31	2,55	He опр.	0,19	98	1,5	12
25	212	46	47	100	74	114	4,2	»	2,53	15	1,3	27
17	2060	240	160	98	1655	119	9	»	1,87	32	0,6	13
25	132	176	86	140	110	66	6	»	1,77	12	1,2	11
30	125	95	46	142	158	158	3,6	»	3,90	12	0,9	44
20	10	100	200	86	39	14	1,2	»	0,25	42	2,2	12
<i>(сив (субаулкапический)</i>												
63	37	25	20	69	67	66	11	89	1,85	15	1,0	6
29	25	96	107	48	50	94	7,6	90	0,58	37	1,0	12

ленно и др., (1971), Н. В. Владыкина и др. (1974), В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко (1976).



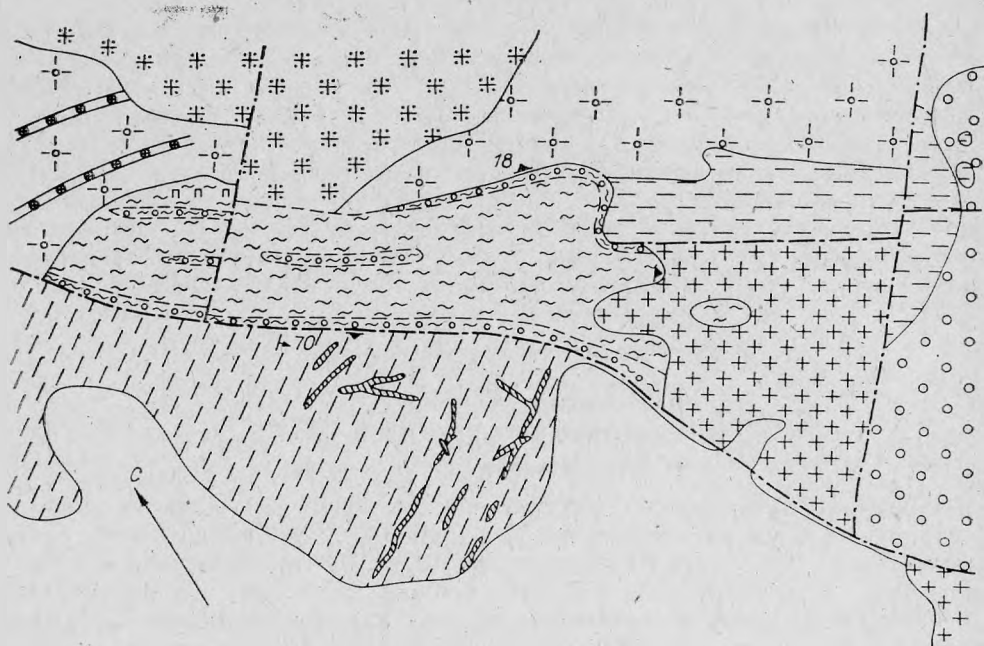


Рис. 7. Геологическая схема участков Бурал-Хангал и Урту-Годзгор

1 — четвертичные отложения, 2 — кварцевые жилы, 3 — альбит-лепидолитовые граниты, 4 — ты, 6 — амазонит-альбитовые граниты, 7 — микроклин-альбитовые граниты, 8 — аляскиты с цевые диориты, 12 — осадочные толщи палеозойского возраста, 13 — дайки диабазов, 14 — раз кон

ряда, турмалины шерл-эльбантового ряда, высокофтористый топаз и слабощелочной берилл. К второстепенным и аксессуарным минералам отнесены: мanganапатит, касситерит, колумбит, пироксид, циркон. По структуре пегматиты — средне- и крупнозернистые. В пегматитах наблюдаются грейзеноподобные участки кварц-лепидолитового состава и более поздние трещинные зоны мономинеральных альбитов. В пегматитах распространены графические сростания кварца с топазом. Схема минералообразования пегматитов представлена на рис. 80.

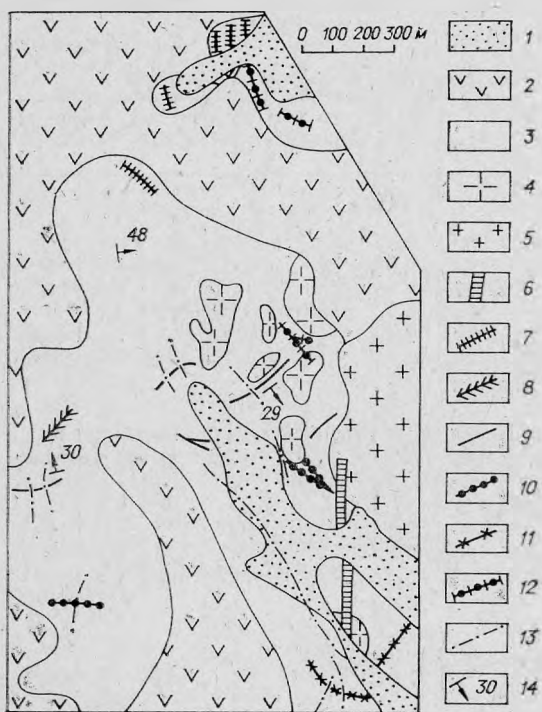
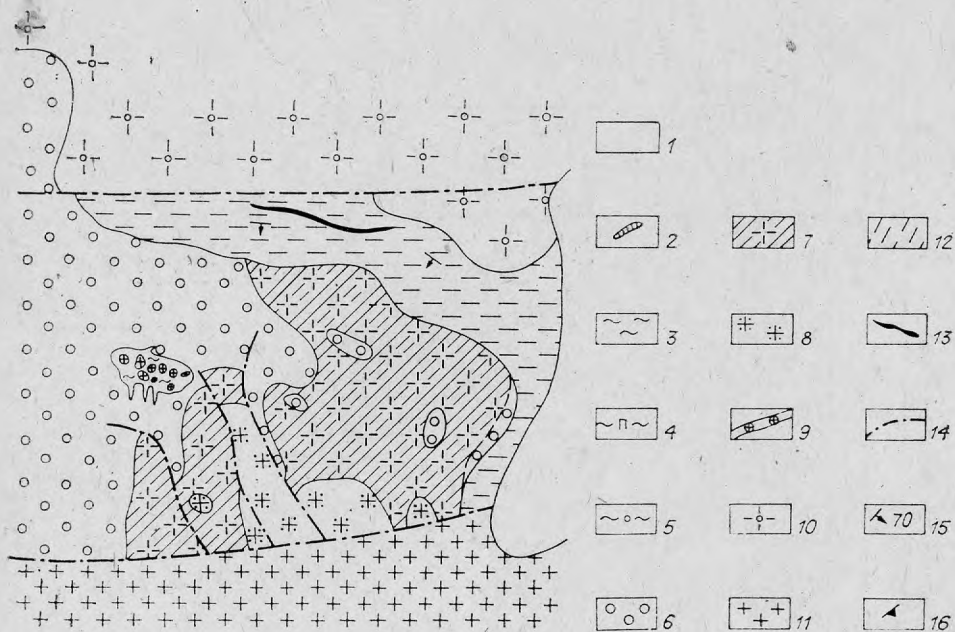


Схема минералообразования пегматитов представлена на рис. 80.

Рис. 8. Схема геологического строения поля топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов Хух-Дель-Улы.

1 — четвертичные отложения, 2 — среднепалеозойские кристаллические сланцы, 4 — палеозойские порфироидные граниты, 5 — последовские сиевнит-порфиры, 6 — дайки мелкозернистых сиевнитов, 7 — пегматиты 1-й группы, 8 — пегматиты 2-й группы, 9 — пегматиты 3-й группы, 10 — пегматиты 4-й группы, 11 — пегматиты 5-й группы, 12 — пегматиты смешанного типа, 13 — тектонические нарушения, 14 — элементы залегания жил.



Жаңчивланского массива [Коваленко и др., 1971].

пегматоидные альбит-лепидолитовые граниты, 5 — закаленные альбит-лепидолитовые гранитоиды, 9 — жильные граниты, 10 — резкопорфировидные граниты, 11 — палеозойские кварцевые нарушения, 15 — элементы залегания пород, 16 — элементы залегания поверхностей таптов.

В геохимическом отношении пегматиты характеризуются (по отношению к кларку) повышенными содержаниями (см. табл. 2) лития, рубидия, цезия, олова, тантала, бериллия и низкими концентрациями бария и стронция. От сподуменовых пегматитов [Гордиенко, 1970] они отличаются высокими (до 4%) содержаниями фтора.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ТИП ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Первые сведения о массивах пород повышенной щелочности в МНР были получены А. С. Храповым, С. И. Мормилем, С. М. Калимулиным при геологосъемочных работах на Баян-Уланском, а Ю. Я. Петровичем и В. М. Андреевым — на Хан-Богдинском массивах. При геохимических исследованиях мезозойских гранитов МНР было выяснено, что породы повышенной щелочности слагают целый Южно-Гобийский пояс [Коваленко и др., 1971], в пределах которого кроме известных Дзамынудского и Хан-Богдинского массивов В. И. Коваленко, А. В. Гореглядом и автором были обнаружены щелочные граниты в Элисэтуинском, Борун-Богдинском, Элигенском, Мандахском и других массивах, а в Хан-Богдинском были выявлены интереснейшие проявления циркония, ниобия и РЗЭ с уникальной минерализацией [Коваленко и др., 1971; Коваленко, Владыкин и др., 1977; Владыкин и др., 1972, 1973; Владыкин, 1976; Владыкин, Коваленко, 1978]. Представителями перудопосных щелочных гранитов в МНР являются Баян-Уланский, Даши-Балбарский массивы (Баян-Уланская группа массивов) и массивы района горы Чойрен (Чойренская группа массивов) [Коваленко и др., 1971].

Типичным представителем редкометальных щелочных гранитов является Хан-Богдинский массив. Геологическая схема массива представлена на рис. 9. Площадь массива более 1000 км². Он имеет кольцевое

Содержание аксессуарных минералов в породах Жанчивланского массива (г/т)

Порода	Номер пробы	Топаз	Флюорит	Циркон	Моноцит	Колумбит	Ильменит	Ксенотим	Pb-пироксид	Касситерит	Магнетит	Мартит
Аляскиты	506	Ред. зн.	3020	500	400	10	500	Ред. зн.	—	—	10	600
»	496	»	2400	380	160	8	400	—	—	—	10	60
Микроклип-альбитовый аляскит	480	400	700	120	240	200	—	Ред. зн.	—	50	10	Ред. зн.
То же	485	800	400	60	200	80	Ред. зн.	—	—	30	10	—
Амазонит-альбитовый гранит	519	1800	250	40	80	100	—	—	—	100	—	200
То же	488	1500	200	60	120	110	—	—	—	160	—	100
»	486	1600	200	100	110	220	—	—	—	70	—	—
Амазонит-альбитовый гранит, дайковый	918	400	50	80	100	80	Ред. зн.	Ред. зн.	—	10	100	—
Альбит-лепидолитовый гранит	472	5200	100	30	50	130	—	—	60	80	—	—
То же	531	3100	100	20	20	150	—	—	60	70	—	—
Лепидолитовый грейзен	473	3500	100	Ред. зн.	—	100	—	—	150	100	—	—
»	538	4600	300	»	—	100	—	—	50	120	—	—
Альбитит	915	4500	400	10	Ред. зн.	100	—	—	150	140	Ред. зн.	—
»	477	4600	350	Ред. зн.	»	140	—	—	70	60	—	—
»	543	2800	100	»	—	130	—	—	50	30	—	—
Фельдшпатит	913	50	1000	90	160	40	—	Ред. зн.	—	Ред. зн.	10	—

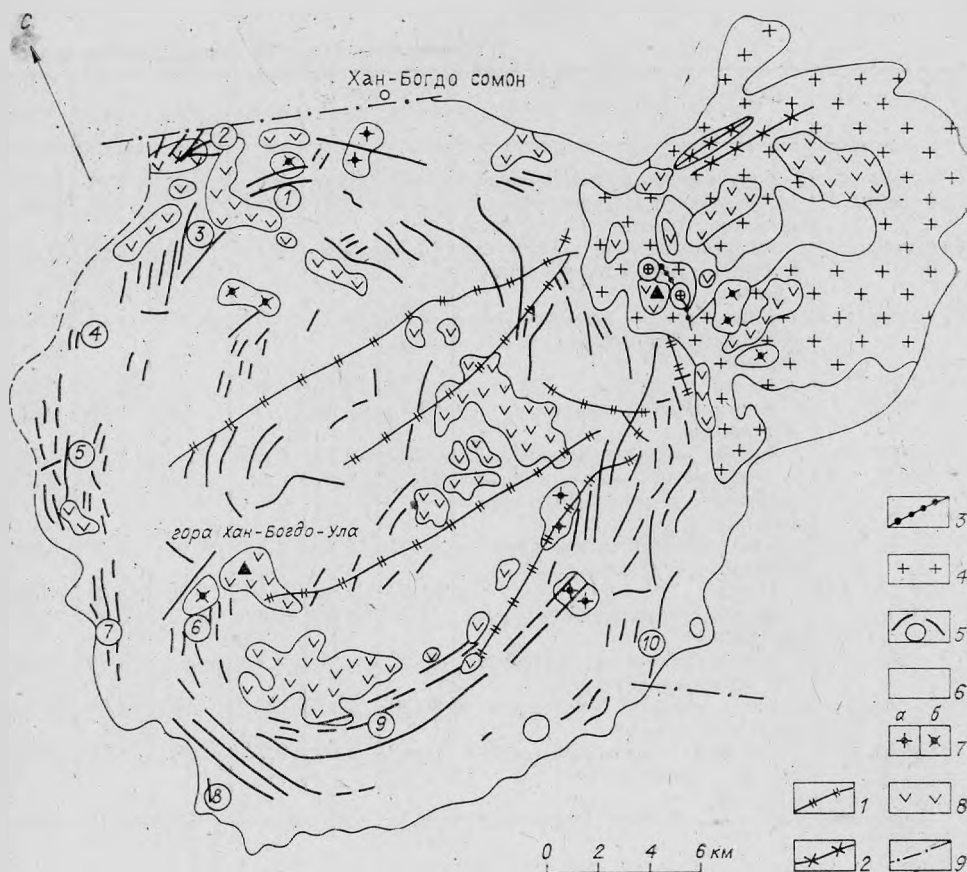


Рис. 9. Геологическая схема Хан-Богдинского массива. Составлена по данным В. И. Коваленко, В. В. Ярмолюка, А. В. Горегляда, Н. В. Владыкина.

1 — микросиениты, монзониты; 2 — щелочные гранит-порфиры; 3 — пантеллериты; 4 — мелкозернистые эгеритовые граниты; 5 — экериты, пегматиты, дайки «дифференцированного комплекса»; 6 — щелочные граниты ГИФ; 7 — биотитовые граниты (а) и граносиениты (б) кровли; 8 — осадочно-вулканогенные породы кровли; 9 — тектонические нарушения. Цифры в кругах — номера участков.

строение, которое хорошо фиксируется космическими снимками. С севера по разлому массив контактирует с меловыми и третичными осадочными толщами, на западе полого (15°) погружается под вмещающие толщи. По геофизическим данным Ю. А. Зорина массив прослеживается на глубину 4—5 км. В Хан-Богдинском массиве наблюдаются многочисленные (см. рис. 9) провеса кровли вмещающих эффузивов, граносиенитов и биотитовых гранитов, выходы которых концентрируются в виде кольца, отделяющего центральную часть от периферии массива.

Граниты главной интрузивной фазы представлены моношатовыми арфведсонитовыми грациатами, которые занимают 85% площади массива. Состав этих гранитов довольно выдержанный (табл. 4). Коэффициент агаитности гранитов варьирует от 1,2 по 2,0. Амфиболы в гранитах представлены в основном арфведсонитами, реже Са-катофоритами. Часто вместе с амфиболом в гранитах ассоциирует эгирин. Аксессуары минералы гранитов представлены эльпидитом, монацитом, сфеном, синхизитом и редко ильменитом.

К провесам кровли в массиве пространственно тяготеют многочисленные жильные тела экеритов, эльпидитовых экеритов, пантеллеритов, рокаллитов и щелочногранитных пегматитов. Их расположение в мас-

Химический состав пород Хан-Богдинско

Номер образца	Порода, местонахождение	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	ZrO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO
1049	Граносиенит кровли массива	70,52	13,10	0,43	0,04	1,02	2,39
Среднее по 5	Кальциево-катофоритовые щелочные граниты главной фазы	74,18	11,64	0,53	0,07	1,59	2,46
Среднее по 14	Арфведсонитовые щелочные граниты главной интрузивной фазы	74,70	10,55	0,27	0,11	2,02	1,59
1748	Ксенолиты пегматитизированных эффузивов, уч. Северный	73,30	10,27	0,30	1,00	4,04	1,35
1423	То же	65,08	10,96	0,67	1,65	2,48	3,27
1255	Эльпидитовый экерит, уч. Долинный	68,62	7,68	0,51	2,61	8,06	0,72
1813	Экерит, уч. Центральный	74,20	10,34	0,29	0,14	3,28	1,53
1816	Закаленный эльпидитовый рокалит, участок Центральный	71,96	9,04	0,36	1,85	5,94	0,27
1798	Эльпидитовый экерит с нептунитом, уч. Северный	61,57	7,29	2,28	6,05	4,58	5,08
1792	То же	67,40	5,36	0,66	5,40	5,28	4,76
1046	Эльпидитовый пегматит, уч. Западный	71,18	6,26	1,90	4,57	6,10	0,36
908	Армстронгитовый экерит, уч. Армстронгитовый	70,73	9,93	0,22	—	4,79	1,22
1817	Эльпидитовый пегматит, уч. Центральный	66,20	4,17	0,87	3,95	12,00	0,89
1756	Эльпидит-эгириновый пегматит, уч. Центральный	56,82	2,03	0,72	1,64	23,55	2,07

Примечание. Анализы Н. И. Бехтерева и П. Н. Матвеева, Институт геохимии

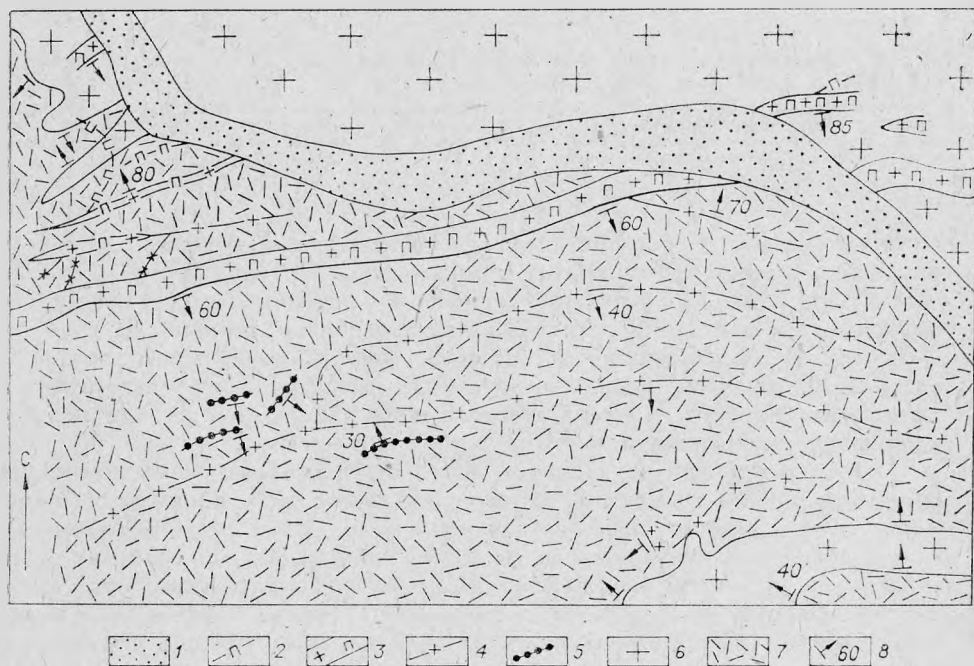


Рис. 10. Схема геологического строения Северного участка.

1 — современные пески, 2 — пегматиты, 3 — экерит-пегматитовые тела, 4 — экериты, 5 — риолиты, 6 — фации эндоконтакта, 7 — туфобрекчии трахитов, 8 — элементы залегания пород.

го щелочногранитного массива (вес. %)

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	F	Σ
0,13	0,75	1,26	4,31	5,04	0,003	0,015	0,63	0,14	Не опр.	0,13	99,85
0,14	0,08	0,08	4,44	4,75	0,015	0,016	0,19	Не опр.	0,38	0,08	100,60
0,15	0,15	0,30	4,74	4,53	0,014	0,019	0,38	»	0,50	0,09	100,68
0,26	0,14	0,04	4,86	4,50	0,031	0,029	0,40	»	Не опр.	0,10	100,58
0,51	0,70	2,97	5,32	3,36	0,048	0,023	2,55	0,36	»	0,31	100,15
0,46	0,14	0,75	6,03	3,06	0,016	0,021	1,39	0,11	»	0,11	100,24
0,11	0,01	0,06	4,61	4,59	0,012	0,017	0,30	Не опр.	—	0,09	99,54
0,21	0,03	0,07	5,32	3,99	0,071	0,040	0,90	»	—	0,18	100,16
0,43	0,19	0,19	4,31	5,21	0,064	0,045	2,50	»	0,33	0,34	100,31
0,47	0,01	0,16	4,17	4,69	0,070	0,035	1,90	»	0,11	0,34	100,56
0,81	0,07	1,22	2,78	3,72	0,002	0,014	1,46	0,08	Не опр.	0,10	100,58
0,10	—	0,66	6,64	5,71	0,006	0,012	0,54	0,03	»	0,08	100,64
0,31	0,02	0,16	5,54	3,90	0,010	0,023	1,95	Не опр.	0,20	0,03	100,21
0,41	0,03	0,06	10,15	1,61	0,014	0,009	0,93	»	0,33	—	100,37

СО АН СССР. Сумма дана за вычетом пересчета на фтор.

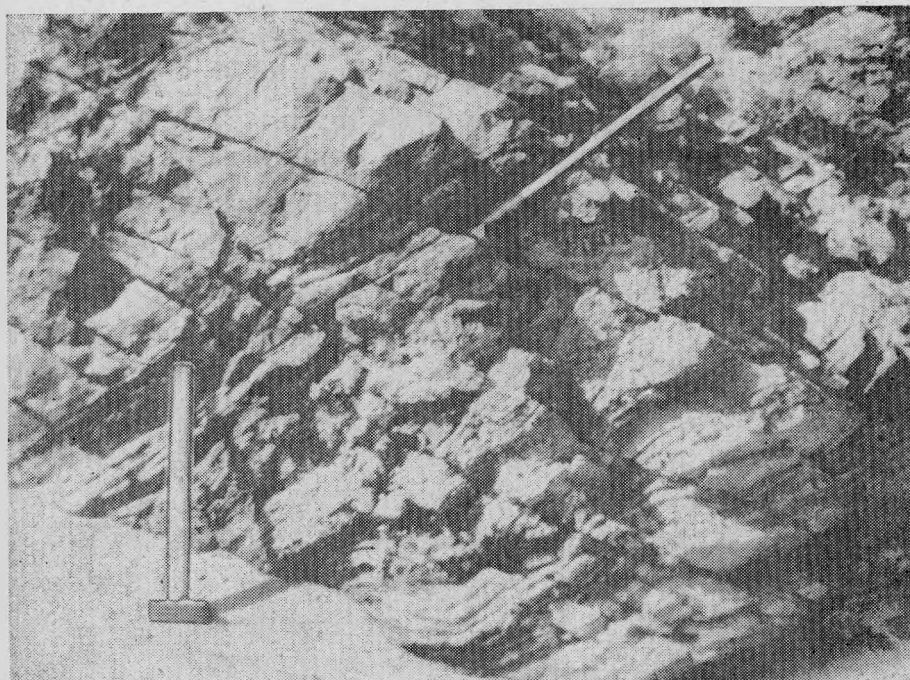


Рис. 11. Полосчатое жильное эгерит-пегматитовое тело дифференцированного комплекса (Северный участок).

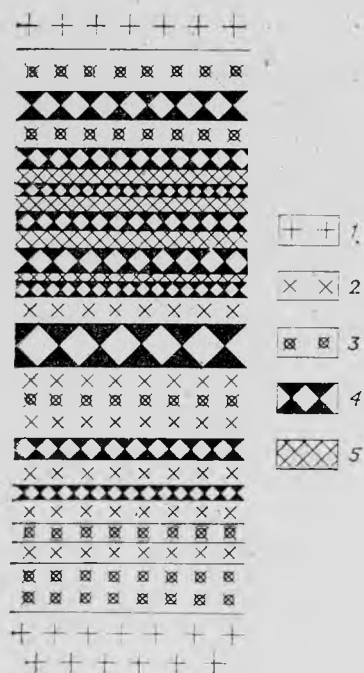


Рис. 12. Схема геологического строения жильного «слоистого» тела Северного участка.

1 — граниты главной фазы, 2 — крупнозернистые пегматиты, 3 — среднезернистые пегматиты, 4 — меланократовые экериты, 5 — лейкократовые экериты.

сиве маркирует его кольцевую структуру (рис. 10). Часто экериты и пегматиты образуют жильные послойно-полосчатые тела так называемого «дифференцированного комплекса» (ДК) (рис. 11, 12). Эти породы сложены кварцем, микроклином, альбитом, арфведсонитом, эгирипом, желтым титаносиликатом, эльпидитом, реже армстронгитом. Акцессорные минералы представлены монацитом, синхизитом, редкоземельным сфеном, самородным золотом (см. табл. 8). Вторичным минералом является циркон, образующий сферолиты по эльпидиту и армстронгиту.

На рис. 10—15 представлены схемы геологического строения некоторых участков развития пегматитов и жильных щелочных гранитов. Всего в массиве открыто более 15 участков с редкометальной минерализацией [Щелочные амфиболы..., 1977].

Участок Северный расположен в северной части массива и приурочен к останцу кровли (см. рис. 10). На участке обнаружено около 20 жильных тел экеритов и пород «дифференцированного комплекса». Участок Армстронгитовый расположен в юго-западной эндоконтактной части массива. Жильные тела армстронгитовых экеритов и пегматитов приурочены к провесу кровли массива (рис. 14). В одном из экеритов обнаружен пегматоидный пиллр, сложенный агрегатом мономинерального армстронгита. Участок Дорожный расположен в 5 км к юго-западу от сомона Хан-Богдо. На участке обнаружено 10 жильных тел экеритов и пегматитов, залегающих в гранитах главной фазы. Схема строения пегматитового тела Редкоземельное представлена на рис. 15. В этом теле широко распространены силикаты Zr, Nb, TR и полилитнионт. Более детально массив и его минерализация описаны в специальной монографии [Владыкин и др., 1981].

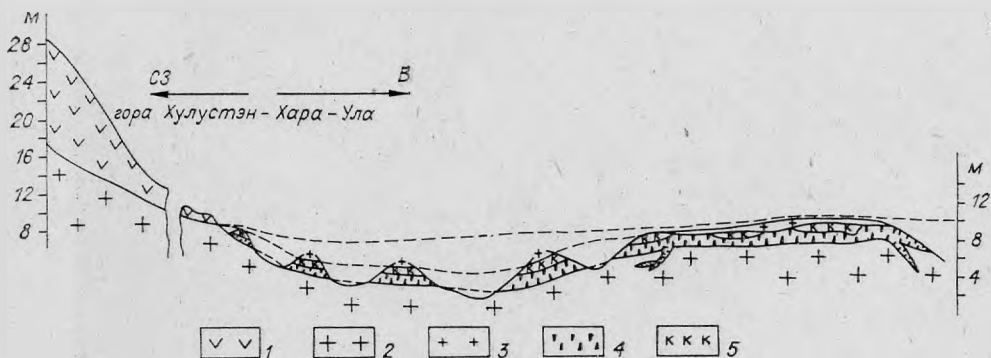


Рис. 13. Тело пологозалегающих экеритов и пегматитов в апикальной части Хан-Богдинского массива (Центральный участок).

1 — вмещающие эффузивы, 2 — щелочные граниты ГИФ, 3 — экериты, 4 — арфведсонитовые пегматиты, 5 — зона кварцевых пород.

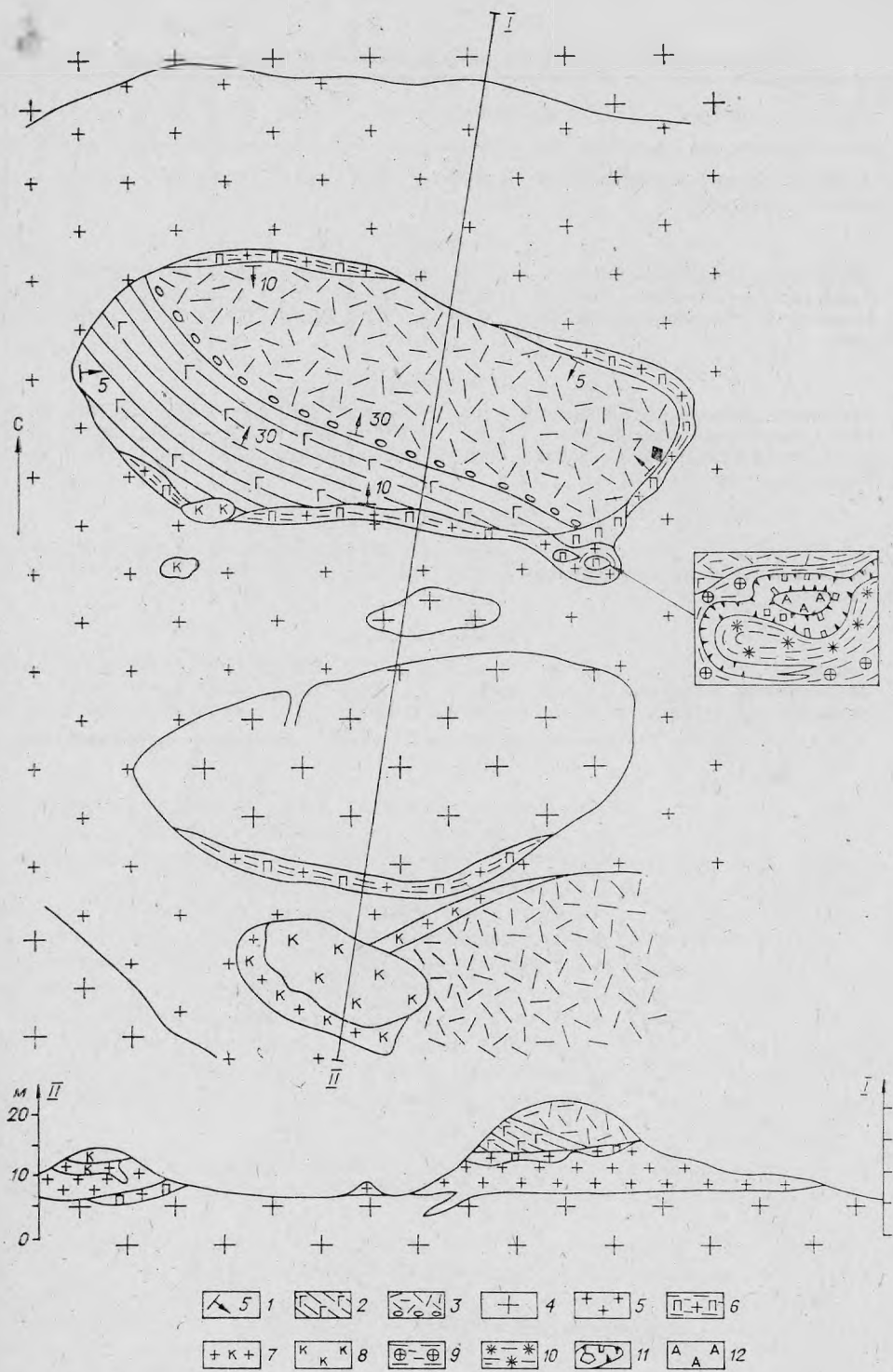


Рис. 14. Схема геологического строения Армстронгитового участка.

1 — элементы залегания пород; 2 — основные эффузивы; 3 — липариты; 4 — щелочные граниты ГИФ; 5 — пегматонные граниты; 6 — экерит-пегматитовые тела; 7 — окварцованные граниты; 8 — кварцевые жилы; 9, 10 — эгириновые граниты; 11 — пегматит с армстронгитом; 12 — мономинеральный армстронгит.

Средние содержания (по 5—10 пробам) редких элементов (в г/т при ΣTR в %)

Порода	$\Sigma TR+Y$	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
Арфведсонитовые граниты ГИФ среднее по массиву)	0,04	64	138	12	58	19	—
<i>Северный</i>							
Эльпидитовые экериты ДК	0,45	657	1280	203	687	203	—
Эльпидитовые пегматиты ДК	0,26	487	577	53	303	80	—
Ксенолиты пегматизированных эффузивов	0,45	662	1239	170	710	148	—
<i>Дорожный</i>							
Эльпидит-альбит-кварцевые экериты	2,8	9400	1300	1900	5700	1000	25
Кварц-эгириновые экериты	1,1	2400	4450	953	1933	308	—
Эльпидит-армстронгитовый пегматит (единичная проба)	1,1	2900	3700	560	1700	370	—
<i>Юго-Западный</i>							
Пантеллериты	0,64	938	1558	720	903	420	—
Эльпидитовые и армстронгитовые пегматиты	0,49	2702	736	78	393	78	—
<i>Центральный</i>							
Рокаллиты	0,09	50	150	17	60	25	—
Эльпидитовые пегматиты	0,24	362	726	82	229	61	—
Эльпидитовые экериты	0,34	245	617	98	465	136	—

Примечание. Дополнительно обнаружено: в Топ-Леп-Аб-пегматитах турмалина — 600,

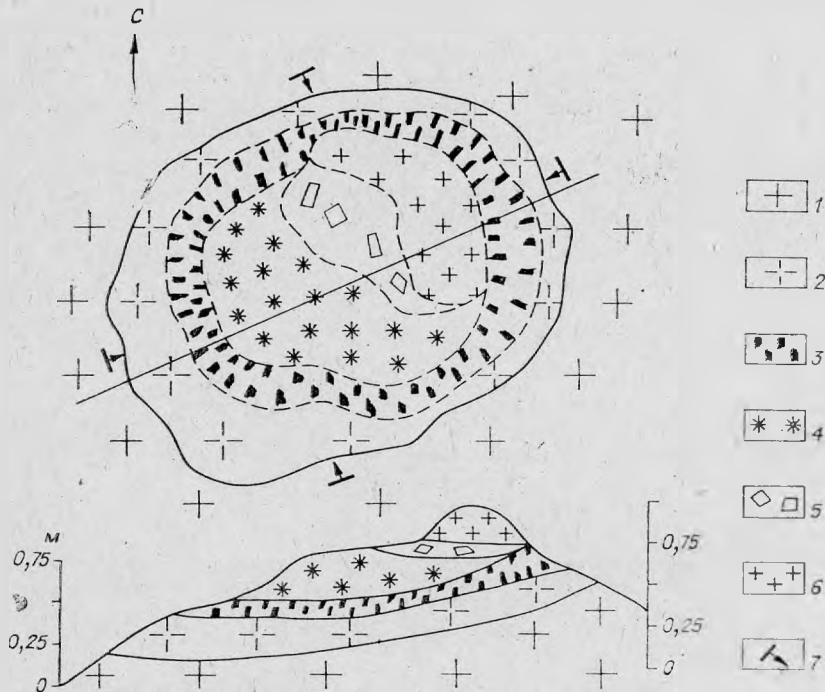


Рис. 15. Схема строения пегматитового тела Редкоземельного.

1 — щелочные граниты ГИФ, 2 — щелочные граниты с полититанитом, 3 — пегматит, 4 — рокаллит, 5 — крупноблоковый пегматит, 6 — эгириновый рокаллит, 7 — элементы залегания пород.

Таблица 5

в щелочных гранитоидах Хан-Богдинского массива (данные по участкам)

Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y	Nb	Ta	Zr	Hf	NG/Ta	Zr/Hf
15	17	2	10	21	63	26	1,9	1 300	25	13	52
<i>Северный</i>											
177	237	47	53	267	733	96	6,7	13 900	259	15	54
109	131	33	64	650	593	140	7,4	36 540	423	19	86
147	136	39	363	146	704	222	7,8	7 817	100	28	78
<i>Дорожный</i>											
5200	450	79	170	195	2500	311	7,0	13 056	130	44	100
230	148	26	54	73	918	884	7,2	3 764	38	123	98
240	210	33	77	93	1200	540	26	33 400	400	21	84
<i>Юго-Западный</i>											
560	440	95	32	180	605	190	10	6 733	148	19	46
95	99	27	9	97	491	329	20	20 018	390	16	51
<i>Центральный</i>											
50	80	12	34	60	410	83	8	10 702	180	10	59
47	83	20	54	81	656	230	9,2	29 655	465	25	64
166	176	35	92	49	1275	227	8,6	18 433	266	26	69

апатита — 800, берилла — 750; в микроклинах рутила — 550.

Схема последовательности образования минералов в щелочных гранитоидах Хан-Богдо представлена на рис. 84.

Главной геохимической чертой жильного комплекса щелочных гранитов и пегматитов Хан-Богдинского массива являются повышенные содержания (табл. 5) циркония, гафния, ниобия и РЗЭ, иттрия, в меньшей мере цинка и олова и низкие содержания бария и стронция. Низкими содержаниями бария и стронция щелочные граниты резко отличаются от аглаитовых нефелиновых сиенитов, для которых также характерны высокие содержания перечисленных редких элементов. При переходе от ранних гранитов к жильным эгеритам и пегматитам в последних происходит накопление циркония, ниобия и РЗЭ, вплоть до образования концентрированной минерализации указанных элементов.

Бор-бериллиевый (В — Ве) подтип гранитов стандартного геохимического типа

В Хадасанском массиве В. С. Антипиным в 1974 г. описана редкометаллическая разновидность гранитоидов стандартного геохимического типа — турмалиновые граниты и пегматиты с В—Ве геохимической спецификой [Антипин и др., 1973]. Подобные граниты в МНР встречены также в районе Унчжунского гранитного массива [Владыкин, Антипин, 1976] и на северо-востоке Монголии в районе горы Хуху-Ула и выделены нами в редкометаллический В—Ве подтип гранитов стандартного геохимического типа. Для массивов этого подтипа характерно наличие большого количества жильных мусковито-турмалиновых гранитов и пегматитов. Ранние биотитовые граниты по содержанию редких элементов близки к стандартным гранитам [Антипин, 1977]. Из аксессуарных минералов в них присутст-

Средние содержания редких элементов (г/т), щелочей и фтора (вес. %) в по

№ Б/п	K	Na	Li	Rb	Cs	Be	B	F	Pb	Zn	Sn	Ba
<i>Унчжувский массив</i> [Вла												
1	3,5	3,2	40	244	10	8	26	0,03	25	26	8	275
2	3,9	3,0	10	351	12	11	15	0,03	48	27	8	140
3	3,0	3,6	15	324	14	13	210	0,01	38	29	47	117
4	2,7	3,7	63	454	33	37	460	0,14	20	50	100	93
5	3,7	3,4	950	2494	980	16	40	0,80	36	20	120	75
<i>Хулу-Улинский рай</i>												
6	4,0	2,6	174	190	14	9	24	0,10	15	60	15	60
7	2,8	3,7	100	372	10	45	27	0,10	13	18	55	4
8	3,8	3,1	80	350	10	29	27	0,07	26	15	29	90
<i>Хадасанский массив</i>												
9	Не опр.	Не опр.	34	106	6	4	640	0,07	14	25	6	600
10	»	»	12	210	10	25	1324	0,03	13	19	6	115
11	»	»	54	116	11	7	3800	0,14	11	80	6	900

Примечание. 1 — биотитовый гранит ГИФ массива, 2 — биотит-олигоклазовый пег (III тип), 5 — лепидолит-амазонит-альбитовый пегматит (IV тип), 6 — двуслюдяной гранит, 7—8—зирванный сланец экзоконтакта пегматита.

вуют магнетит, циркон, флюорит и реже гранат и турмалин. В жильных мусковитовых гранитах и пегматитах количество граната и турмалина резко увеличивается, из аксессуарных минералов появляются берилл, апатит и колумбит. Некоторые наиболее дифференцированные пегматиты Унчжувского массива по концентрации редких элементов (табл. 6) и минеральному составу приближаются к литий-фтористым пегматитам [Владыкин, Антипин, 1976], а главной отличительной чертой их является высокая бороносность. В таких пегматитах образуются лепидолит, топаз, эльбаит, тсилазит, берилл, микролит, танталит и другие минералы. Как будет показано ниже, эволюция составов минералов из этих пород и закономерности концентрирования редких элементов направлены в ту же сторону, что и в минералах литий-фтористых грашитоидов. Схема минералообразования в породах В—Ве подтипа представлена на рис. 83.

Хадасанский массив грашитоидов подробно характеризован в работе В. С. Антипина (1977). В качестве эталонного примера гранитоидов этого подтипа мы приведем здесь Унчжувское пегматитовое поле, более подробно описанное ранее [Владыкин, Антипин, 1976].

Унчжувское пегматитовое поле

Унчжувское поле пегматитов в МНР расположено между Убур-Унчжувским и Унчжувским гранитными массивами и занимает площадь около 90 км². Данные массивы входят в состав Их-Хайрхапской группы гранитных интрузий, которые по геологическим и геохронологическим данным относятся к позднемезозойскому интрузивному циклу (1). Геофизическими исследованиями Ю. А. Зорина показано, что оба гранитных массива объединяются общим контуром градиента силы тяжести и вероятнее всего являются выступами единого гранитного плутона. Унчжувское пегматитовое поле было обнаружено А. Ф. Кургузким и Ю. П. Цыпуковым при проведении геологосъемочных работ.

На современном эрозионном срезе интрузии представлены неравномерно-, средне- и крупнозернистыми лейкократовыми гранитами и состоят из плагиоклаза № 20—25 (15—30%), КПШ — Орт₈₀ — Ав₂₀ (25—

родах редкометального В—Ве подтипа стандартного геохимического типа

Sr	Nb	Ta	Zr	Hf	Cr	Ni	V	Cu	Co	K/Rb	Nb/Ta	Zr/Hf
дыкни, Антипин, 1976]												
60	49	6,2	78	3,1	17	6	7	Не опр.	0,9	143	7,9	25
70	24	5,4	145	7,4	15	7	7	»	1,0	110	4,4	20
38	32	14	55	4,4	13	5	6	»	1,6	92	2,3	12
45	31	18	48	5,8	20	7	16	9	1,8	59	1,7	8
30	23	258	74	22	34	6	6	9	1,5	15	0,1	4
он (рч. Бэрхе-Гол)												
15	27	3	551	9	18	8	30	17	4	2,11	9,0	61
4	65	32	27	2,1	14	6	8	8	2	76	2,0	13
10	62	58	38	2,0	15	5	17	12	9	110	1,1	16
[Антипин, 1977]												
300	178	14	70	2,5	52	13	20	Не опр.	2,2	254	12	29
40	45	4,0	55	3,6	21	4	4	»	1,6	162	11	15
400		Не опр.			88	20	68	»	8,8	207	—	—

матит (I тип), 3 — мусковит-олигоклазовый пегматит (II тип), 4 — мусковит-альбитовый пегматит мусковитовый пегматит, 9 — двуслюдяной пегматит, 10 — мусковитовый гранит, 11 — турмалини-

45%), кварца (25—30%) и биотита (2—5%). Акцессорные минералы — гранат, магнетит, циркон. Характерной особенностью массивов являются неоднородное внутреннее строение и частая смена фациальных разновидностей пород.

С гранитоидами указанных массивов пространственно и генетически связаны многочисленные жильные тела пегматоидных гранитов, мелкозернистых гранит-аплитов и пегматитов, которые залегают во вмещающих палеозойских кристаллических сланцах, гнейсах и амфиболитах, метаморфизованных до уровня эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

В кристаллических сланцах встречаются актинолит-турмалин-кварцевые и турмалин-кварцевые жилы, залегающие согласно со слоистостью сланцев. Жильные тела гранитов и пегматитов имеют протяженность от десятков до сотен метров, при мощности 0,2—3 м. Слагающие их породы характеризуются большим разнообразием структурных и текстурных особенностей. По характерным минеральным парагенезисам можно выделить четыре типа пегматитовых тел.

I. Биотит-олигоклаз-ортоклазовые пегматиты с гранатом и иногда с мусковитом. Количество слюды в них не превышает 3%. Акцессорные минералы — гранат, магнетит, реже циркон, монацит.

II. Мусковит-олигоклаз-ортоклазовые пегматиты с гранатом. Количество мусковита в них 1—5%. Из акцессорных минералов присутствуют турмалин, колумбит-танталит, реже магнетит и монацит.

III. Мусковит-микроклин-альбитовые пегматиты с гранатом, магнетитом и щелочным бериллом. Акцессорные минералы — монацит, оловосодержащий танталит-колумбит, гадолинит и реже касситерит.

IV. Лепидолит-амазонит-альбитовые пегматиты со щелочным бериллом, марганцевым турмалином (тсилазитом), рубеллитом и топазом. Акцессорные минералы: гранат, микролит, танталит-колумбит, монацит, ксенотим, флюорит, касситерит, оловотанталит.

Пегматиты I типа отмечаются непосредственно в экзоконтакте Унчжульского массива и залегают согласно со слоистостью вмещающих пород. Пегматиты II типа в пределах поля имеют наибольшее распространение и располагаются на некотором удалении от массивов. Пегматиты

III типа удалены еще далее от массива, однако в участках их развития встречаются и пегматиты II типа. Пегматиты IV типа залегают в самой периферической части пегматитового поля и наиболее удалены от гранитных интрузий. Пегматитовые тела II—IV типов занимают часто секущее положение по отношению к слоистости вмещающих пород. Пегматиты III—IV типов пространственно сопряжены с кварц-турмалиновыми жилами вмещающего метаморфического комплекса, причем в пегматитах иногда наблюдаются ксенолиты последних. В этих случаях обычно в пегматитах отмечается повышенное содержание турмалина.

Породообразующими минералами исследованных пегматитов являются кварц, полевые шпаты, слюды, гранаты, турмалины, бериллы, из аксессуарных минералов встречены топаз, флюорит, монацит, ксенотим, микролит, танталит-колумбит, касситерит, олово-танталит, магнетит, гадолинит, циркон, редкоземельный танталонитобат.

По набору породообразующих и аксессуарных минералов и геохимической специфике пегматиты IV подтипа Унчжула приближаются к топаз-лепидолит-альбитовым пегматитам Хух-Дель-Улы [Владыкин и др., 1974] литий-фтористого геохимического типа.

Геохимическая характеристика гранитов и пегматитов приведена в табл. 6. В целом наблюдается вполне закономерное изменение уровня содержания редких элементов в пегматитах в направлении от гранитных интрузий к периферическим частям пегматитового поля (от I типа к IV). В этом направлении возрастают содержания лития, рубидия, цезия, бериллия, фтора, олова, ниобия, гафния и уменьшаются — бария и стронция. Такая геохимическая эволюция характерна для дифференциации массивов литий-фтористых гранитов. При этом наиболее удаленные от гранитных интрузий пегматитовые тела (IV тип) имеют типичный парагенезис топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов и наиболее высокий уровень содержания свойственных им редких элементов. Экзоконтактные зоны этих пегматитов характеризуются весьма высокими содержаниями лития, рубидия, цезия, бериллия, фтора, бора, вольфрама и олова.

Выделенные типы пегматитов отчетливо различаются значениями характерных геохимических отношений. От I к IV типу закономерно уменьшаются отношения ниобия к танталу, циркония к гафнию, калия к рубидию, что подчеркивает направленность редкометаллической эволюции в сторону образования пегматитов IV типа.

Таким образом, Унчжувский массив характеризуется куполовидным строением с очень пологим погружением контактов под вмещающие породы. Это обуславливает проявление зональности пегматитового поля, развитого в надинтрузивной зоне единого гранитного плутона, причем на периферии поля наиболее удаленные от кровли интрузива пегматитовые тела несут редкометаллическую минерализацию.

Зональность пегматитового поля, развитого вокруг Унчжувского массива, выражается как в закономерной смене минеральных парагенезисов пегматитовых тел, среди которых выделено четыре типа, так и в последовательной эволюции составов самих породообразующих и второстепенных минералов.

Глубокая дифференцированность исходной массы приводит к образованию из остаточного расплава — флюида пегматитов с минеральными парагенезисами, отвечающими типичным литий-фтористым пегматитам.

Геохимическая эволюция пегматитов и слагающих их минералов Унчжувского пегматитового поля сходна с той, что наблюдается при дифференциации массивов редкометаллических литий-фтористых гранитов.

Изучение акцессорных минералов в СССР связано с именами В. В. Ляховича, С. Д. Туровского, Ю. Б. Марина, М. Г. Руб, Г. Н. Гогеля, Б. К. Львова, М. В. Фридмана, Ф. Р. Апельцина, В. И. Фельдмана, А. М. Гребенникова, Ю. П. Капустина, С. М. Бескина, Д. П. Сердюченко, А. С. Павленко, Г. П. Луговского, В. И. Сотникова, Д. А. Минеева, И. В. Белькова и других. Ими разработаны методы выделения, подсчета и классификации акцессорных минералов, вычислены средние содержания для различных пород из разных регионов СССР, рассмотрены вопросы оценки комагматичности пород и комплексов по акцессорным минералам [Акцессорные минералы. . . , 1968; Ляхович, 1968, 1972, 1973; Фришман и др., 1968; Марин, 1976; и др.]. Данные по акцессорным минералам гранитоидов Монголии приводятся впервые. Методика извлечения и подсчета акцессорных минералов изложена в главе 1. В табл. 7—9 представлены средние содержания акцессорных минералов в различных геохимических типах гранитоидов.

Литий-фтористый геохимический тип. С массивами этого геохимического типа связаны проявления ниобия, тантала, реже олова и вольфрама. Для ранних двуплатовых аляскитов характерен шльменит-монацит-циркон-флюоритовый парагенезис акцессорных минералов. Реже в этих гранитах встречаются колумбит, ксенотим, топаз. По наличию в более поздних дифференциатах этих аляскитов топаза автором гранитоиды литий-фтористого типа разделены на два подтипа: топазовый и флюоритовый (бестопазовый). Гранитоиды этих подтипов неразличимы по концентрации редких элементов и составу породообразующих минералов (слюд). Разбраковка массивов литий-фтористых гранитоидов на подтипы важна по той причине, что рудные месторождения в МНР известны только с топазовым подтипом.

К флюоритовому подтипу отнесены граниты Абдарского, Юдугинского Западного, Борун-Цогтинского Восточного и других массивов. Процесс дифференциации гранитов в этом подтипе заканчивается амазонитовыми гранитами и их пегматоидами.

К топазовому подтипу относятся граниты Жанчивланского, Багазырышского, Борун-Цогтинского Западного, Югодзырьского и других массивов, субвулканические опгоницы и литий-фтористые пегматиты Хух-Дель-Улы. Для гранитных массивов этого подтипа известен полный набор дифференциатов литий-фтористых гранитоидов, конечным магматическим продуктом которых являются альбит-лепидолитовые граниты.

В табл. 3 приведены содержания акцессорных минералов в эталонном массиве топазового подтипа — Жанчивланском. Краткое описание пород массива приводится в предыдущей главе. В ряду дифференциатов от ранних аляскитов к альбит-лепидолитовым гранитам наблюдается общее уменьшение количеств флюорита, монацита, циркона и увеличение топаза, колумбита, касситерита. Интересно, что при общем увеличении содержания фтора в этом ряду пород повышается содержание топаза, а концентрации флюорита, напротив, падают.

В самом позднем продукте дифференциации — альбит-лепидолитовых гранитах и образовавшихся по ним грейзенах и альбититах — появляется второй танталониобат-плюмбопироксид.

Средние содержания аксессуарных минералов (г/т) в литий-фтористых гранитоидах МНР

Подтип	Порода	Число проб	Топаз	Флюорит	Касситерит	Монацит	Колумбит	Пироксид	Ильменит	Магнетит	Маршит	Циркон	Гранат	Пирит
Флюоритовый	Аляскиты с биолитом	18	40	890	Ред. зн.	95	45	—	90	50	207	215	—	Ред. зн.
	Мп-Аб-граниты	12	—	580	45	50	70	—	—	Ред. зн.	20	85	Ред. зн.	»
	Ам-Аб-граниты	8	—	500	48	80	95	—	—	5	40	110	—	2
Топазовый	Мп-Аб-граниты	8	600	200	40	220	440	—	—	10	Ред. зн.	90	—	—
	Ам-Аб-граниты	10	4 600	100	130	110	160	—	—	—	100	70	15	—
	Аб-Леп-граниты	8	4 150	400	75	35	440	60	—	—	—	25	—	—
	Леп-грейзены	6	4 100	300	120	Ред. зн.	100	50	—	—	—	Ред. зн.	—	Ред. зн.
	Альбититы	5	4 500	350	90	»	120	90	—	—	—	»	—	—
	Цвиттеры	15	50 000	40	1400	50	90	—	—	—	—	5	—	20
	Микроклиниты	8	—	900	—	420	Ред. зн.	—	Ред. зн.	Ред. зн.	—	120	—	Ред. зн.
	Онгониты	10	3 000	60	60	50	200	—	20	—	—	400	200	30
	Топ-Леп-Аб-пегматиты	10	7 000	200	200	40	160	140	—	50	—	150	20	20

Примечание. Дополнительно обнаружено: в Топ-Леп-Аб-пегматитах турмалина — 600, апатита — 800, берилла — 750; в микроклинных рудитах — 550.

Как видно из табл. 7, микроклин-альбитовые и амзонитовые граниты обоих подтипов по набору аксессуарных минералов (кроме топаза) не различаются. Однако средние содержания типоморфных минералов — касситерита, монацита, колумбита в топазовом подтипе в 2 раза выше, чем во флюоритовом. В альбит-лепидолитовых гранитах, грейзенах и альбититах кроме колумбита появляется плюмбопироксид. В цвиттерах возрастают содержания топаза, который становится породообразующим минералом, и рудных минералов — касситерита, вольфрамит, сульфидов. В онгонитах и топаз-лепидолит-альбитовых пегматитах встречаются те же аксессуарные минералы, что и в гранитах (в пегматитах дополнительно появляются турмалин, берилл и манганопатит). Для всех фаций литий-фтористых гранитоидов типоморфным является касситерит + монацит + колумбит ± топаз + флюоритовый парагенезис аксессуарных минералов.

Щелочные гранитоиды. Массивы агнаитовых щелочных гранитов по аксессуарному составу разделяются на два подтипа.

К первому подтипу катоксидовых гранитов относятся Баян-Улаиский, Дашибалбарский и другие массивы с циркон-ильменит-магнетитовым парагенезисом аксессуарных минералов. В пегматитах этих гранитов уменьшается содержание магнетита и увеличивается концентрация ильменита по сравнению с гранитами (табл. 8). В массивах МНР рудные проявления этого подтипа не известны.

Ко второму подтипу арфведсонитовых гранитов относятся Хап-Богдипский

Таблица 8

Средние содержания аксессуарных минералов в щелочных породах (г/т)

№ п/п	Порода	Число проб	Сфен	Анатит	Флюорит	Магнетит	Ильменит	Циркон	Моноцит	Фтор-карбонаты TR	Эльпидит	Желтые силикаты TI
<i>Хан-Богдинский массив</i>												
1	Гастингситовые граниты (вмещающие)	3	1100	210	Ред. зн.	1500	220	950	—	—	—	—
2	Арфведсонитовые граниты ГИФ	15	100	—	»	—	10	100	100	100	1 000	200
3	Жильные экериты	7	100	—	—	—	—	20	450	300	12 000	1000
4	Арфведсонитовые пегматиты	10	200	—	—	—	—	500	600	800	50 000	9000
<i>Баян-Уланская группа массивов</i>												
5	Са-катофоритовые граниты	15	—	—	300	1500	790	950	—	—	—	—
6	Рибекитовые пегматиты	3	10	—	350	250	1010	800	—	—	—	—
<i>Лугингольский массив</i>												
7	Нефелиновое габбро	2	600	300	100	40	—	400	—	—	—	—
8	Нефелиновые сиениты ГИФ	6	1100	350	50	100	10	500	—	—	—	—
9	Псевдолейцититы жильные	5	300	100	110	30	—	200	—	—	—	—
10	Тингуаиты жильные	2	Ред. зн.	450	50	400	—	50	—	—	—	—
11	Карбонатиты жильные	5	—	Ред. зн.	250	50	—	10	—	1500	—	—

Примечание. Дополнительно обнаружено в № 3 и 4 нептунита — 400; № 8 бадделита — 50, рутила — 10, шпинели — 50; № 10 шпинели — 10, графита — 2000; № 11 лимонита по пириту — 950, рутила — 250.

Средние содержания второстепенных и аксессуарных минералов (г/т) в породах различных геохимических типов мезозойских гранитоидов МНР

Порода	Число проб	Сфен	Апатит	Флюорит	Магнетит	Гранат	Турмалин	Циркон	Ортит	Ильменит	Тантало-ниобаты	Торит	Пирит
Габбро-диоритовый													
Диориты	2	8000	2400	800	18 000	—	—	50	—	—	—	—	—
Гранодиориты	2	3600	1100	60	6 000	—	—	90	—	—	—	—	—
Гранодиорит-гранитный													
Диориты	3	1100	2000	30	21 000	—	—	300	—	900	—	—	—
Гранодиориты	2	150	50	300	2 200	—	—	180	—	600	—	—	—
Граниты	1	600	150	10	700	—	—	150	—	—	—	—	—
Стандартный													
Резкопорфировидные амфибол-биотитовые граниты	3	50	500	100	400	—	—	250	120	550	—	—	10
Равномернозернистые биотитовые граниты	155	1056	215	40	6 275	70	—	110	70	240	—	155	—
Жильные биотитовые граниты	8	950	470	35	5 600	10	—	220	1	280	—	7	1
Двуслюдяные и мусковитовые граниты	3	—	—	—	60	2400	5	20	—	100	35	—	—
Турмалиновые граниты	3	—	55	—	1	4900	800	—	—	—	30	—	60
Пегматоидные граниты и пегматиты	6	15	10	500	2 500	1214	100	70	40	100	50	10	20
Грейзены	7	—	—	100	—	1000	10	—	—	—	—	—	100

Примечание. В грейзенах дополнительно рутила — 40, касситерита — 100, вольфрама — 600, сульфидов — 100.

массив и группа массивов. района аймака Ховдо с синхизит-монацит-сфен-эллипидитовым парагенезисом. Типично для гранитов этого подтипа присутствие аморфизированных титаносиликатов желтого цвета. В жильных экеритах и пегматитах эллипидит и титаносиликаты становятся породообразующими минералами и появляются цецунит, армстронгит, астрофиллит и целый ряд водных силикатов циркония, ниобия и РЗЭ. С гранитами этого подтипа связаны проявления циркония, ниобия и РЗЭ.

Габбро-диоритовый тип. Имеет незначительное распространение на территории МНР. Для него можно выделить апатит-сфен-магнетитовый парагенезис аксессуарных минералов. При этом содержания этих минералов выше, чем в других типах, а также выше средних содержаний этих минералов для гранитоидов СССР [Ляхович, 1968].

Гранодиорит-гранитный тип. Породами этого типа сложены крупные батолиты центральной части ареала мезозойских интрузий Монголии. Для этого типа характерен ильменит-apatит-сфен-магнетитовый парагенезис аксессуарных минералов. По содержанию минералов породы этого типа близки к мезозойским гранодиоритам Казахстана [Марин, 1976]. От диоритов к гранитам наблюдается уменьшение весовых содержаний аксессуарных минералов.

Граниты стандартного геохимического типа. Массивы гранитов этого типа широко распространены на территории МНР. Для гранитов главных интрузивных фаз характерен ортит-apatит-ильменит-сфен-магнетитовый парагенезис аксессуарных минералов (табл. 9). Во всех породах присутствуют циркон и флюорит. Соотношения минералов главного парагенезиса в разных массивах стандартных гранитов различно. Так, для Онгон-Хайрханского, Ихэ-Хайрханского массивов определяющим будет апатит-сфен-магнетитовый парагенезис, для Цаган-Дабанского и Ихэ-Наротин-Хидского массивов — апатит-ильменит-магнетитовый, для Модогинского и Горихинского массивов — сфен-ортит-магнетитовый парагенезис. Жильные биотитовые граниты почти не отличаются по видовому составу аксессуарных минералов от гранитов главной фазы. В гранитах главных фаз стандартного типа Монголии содержания сфена и магнетита в 2—3 раза ниже, а концентрации ортита, апатита и циркона близки к средним содержаниям в гранитоидах СССР [Ляхович, 1968]. В пегматитах стандартных гранитов по сравнению с гранитами главных фаз увеличиваются содержания гранатов и появляются танталониобаты, берилл. В Ихэ-Хайрханском и Тюмен-Цогтинском массивах встречены зоны метасоматических фельдшпатитов, для которых характерен монацит-рутил-флюоритовый парагенезис аксессуарных минералов. В грейзенах появляются рудные минералы: касситерит, вольфрамит, молибденит, берилл, сфалерит и другие, концентрации которых часто доходят до рудных.

Для гранитов главных фаз В—Ве подтипа стандартных гранитов (Хадасанский, Упчжунский и Хуху-Улинский массивы) характерны малые содержания аксессуарных минералов, представленные магнетитом, цирконом и флюоритом, иногда с гранатом и турмалином. В жильных породах этих гранитов резко возрастают содержания граната, турмалина. Там же уменьшаются количества магнетита, флюорита и циркона и появляется колумбит, реже монацит. В поздних пегматитах отмечаются тсилазит, берилл, танталит, микролит, касситерит, редко топаз и лепидолит, эти пегматиты по набору аксессуарных минералов приближаются к литий-фтористым пегматитам.

Если в целом рассматривать изменение видового состава и общего количества аксессуарных минералов в гранитоидах различных геохимических типов от ранних пород к более поздним, от менее дифференцированных гранитов к более дифференцированным, то намечаются некоторые общие тенденции их эволюции. В указанном направлении наблюдаются: увеличение количества минеральных видов; рост многообразия классов

минералов с увеличением доли окислов, карбонатов, фторидов и уменьшением силикатов (при относительном увеличении силикатов редкометалльных минералов); смена входящих в минералы высококларковых кальция и железа более низкокларковыми оловом, ниобием, редкими землями и т. д.; увеличение относительной доли редкометалльных минералов.

По акцессорному составу гранитоиды МНР имеют много общего с подобными гранитоидами Забайкалья [Гребенников, 1971] и Казахстана [Марин, 1976].

ГЛАВА

4

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И СОДЕРЖАНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Излагаемый в этой главе материал является результатом 12-летнего изучения автором минералов из более чем 50 массивов мезозойских гранитоидов МНР с общей площадью региона более 700 тыс. км². В редкометалльных гранитоидах Монголии встречено ~ 100 минеральных видов, из которых три минерала (армстронгит и два ниобиевых силиката) — новые; более 10 аморфизированных минералов — водных силикатов титана, циркония и РЗЭ, которые по валовому составу также являются новыми; впервые в литий-фтористых гранитах обнаружен плюмбопироксид, а в щелочных гранитах синхизит, кейльгауит, миларит, самородное золото, ванадинит; в гранитоидах Монголии впервые обнаружены эльшидит, астрофиллит, нептунит, миларит, полилитионит, микролит, ферригранит, танталит, чеквинит, гадолинит, манганатит, тсилаизит, эльбаит, индиголит, спессартин, абукумалит.

Сделана попытка рассчитать средние составы слюд и средние концентрации в минералах редких элементов для редкометалльных гранитоидов различных геохимических типов. Наиболее детально изучены «проходящие» минералы, проявляющие свои геохимические свойства в зависимости от условий образования — слюды, амфиболы, турмалины, гранаты, цирконы, сфены и минералы, типоморфные для определенного геохимического типа пород. Это топазы, танталониобаты в литий-фтористом типе и цирконо- и титаносиликаты в щелочногранитном типе. Полевые шпаты изучены ранее В. С. Антипиным (1977) и в этой работе не рассматриваются. Описание минералов ведется в порядке их распространенности: породообразующие, второстепенные, акцессорные. Последние объединены в группы по главному редкометалльному элементу — минералы циркония, титана, ниобия, редкоземельных элементов. Минералы, не попавшие в перечисленные группы, описываются как «иные» минералы.

СЛЮДЫ

Общая классификация, изоморфные серии. Слюды — один из главных темноцветных минералов редкометалльных гранитоидов, они присутствуют как «проходящие» минералы почти во всех породах различных геохимических типов. Сложность химического состава слюд, большое разнообразие схем изоморфных замещений минералообразующих элементов, значительное концентрирование слюдами различных редких элементов, изменение состава и содержания редких элементов (т. е. геохимических

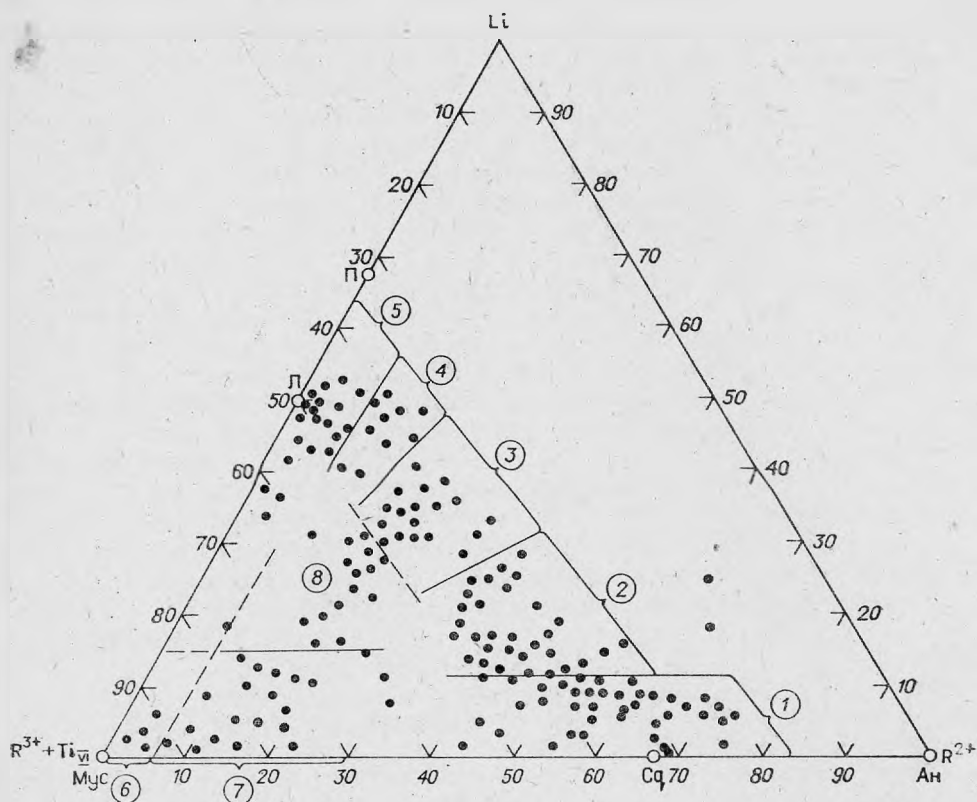
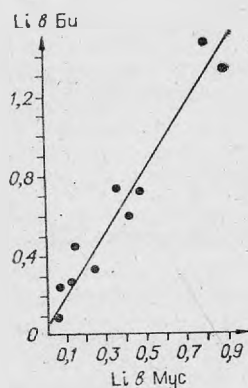


Рис. 16. Поля составов слюд из редкометалльных литий-фтористых гранитов. Цифры в кружках: 1 — литиевые сидерофиллиты, 2 — протолитиониты, 3 — циннвальдиты, 4 — криофиллиты, 5 — лепидолиты, 6 — мусковиты, 7 — фенгит-мусковиты, 8 — литиевые фенгиты.

свойств) в зависимости от термодинамической и геохимической обстановки образования ставят группу слюд в ряд главных типоморфных минералов редкометалльных гранитоидов. Вопросам минералогии и геохимии слюд, их номенклатуре, связи состава со структурой и другим посвящены многочисленные публикации (Winchell, 1943; Kunitz, 1924; Гинзбург, Берхин, 1953; Foster, 1960; Повилайтис, Органова, 1963; Дир и др., 1966; Залашкова, Сырицо, 1969; Тепикин, 1969; Коваль, 1975; Лапидес и др., 1977; и др.). Изучение химизма, номенклатура, связь состава с физическими свойствами слюд из редкометалльных гранитоидов МНР также описаны ранее [Коваленко и др., 1971; Коваль и др., 1972, 1978; Лапидес и др., 1977; Коваленко, 1977; Владыкин, Дорфман и др., 1974; Владыкин и др., 1977].

На диаграмме (рис. 16) выделены три главные области составов слюд: лепидолит-сидерофиллитовая (триоктаэдрическая), мусковит-лепидолитовая (диооктаэдрическая) и фенгит-мусковит-литиево-фенгит-циннвальдитовая [Гинзбург, Берхин, 1953; Foster, 1960; Коваленко и др., 1971]. Химические составы слюд пересчитывались на 22 валентные единицы [Stevens, 1946] на электронно-вычислительной машине БЭСМ-4 по специально разработанной программе [Лапидес, Владыкин, 1976].

Рис. 17. Распределение лития (%) между сосуществующими биотитами и мусковитами.



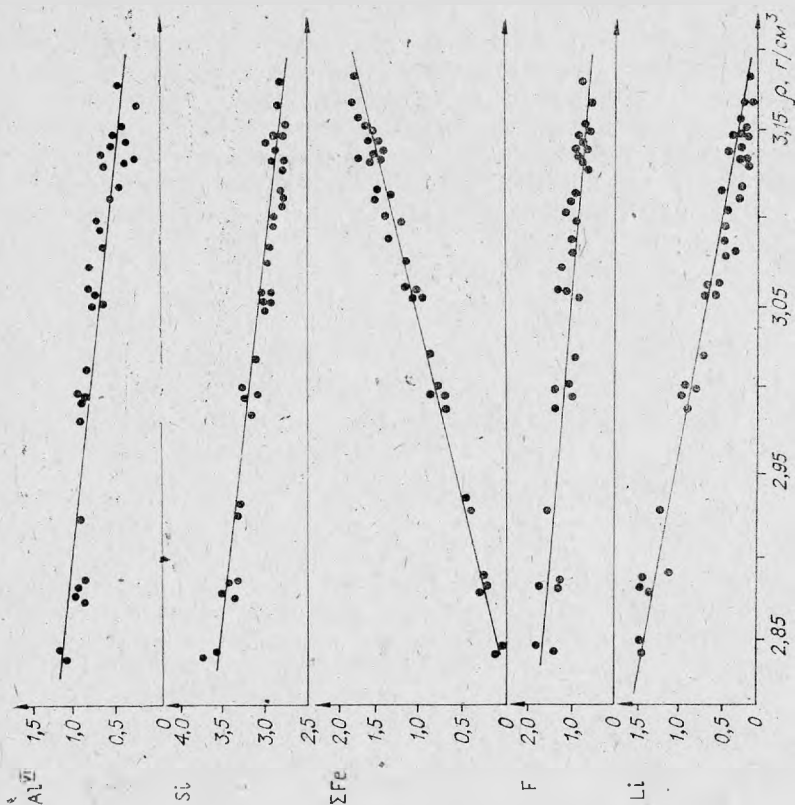


Рис. 18. Корреляция плотности слюд с атомами лития, железа, кремния и алюминия в биотит-лепидолитовом ряду.

В лепидолит-сидерофиллитовой изоморфной серии слюд по содержанию лития выделяются поля точек составов следующих промежуточных членов: литиевые сидерофиллиты, протолитиониты, циннвальдиты, железистые лепидолиты (криофиллиты) и лепидолиты. В слюдах этого ряда наблюдается прямая корреляция лития со F, Si, Σ Fe и обратная с $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ и Al^{VI} (рис. 17). Из графика корреляций выведена следующая схема изоморфизма:

$O_1R_5^{2+}(R^{3+})_4^{IV} \rightleftharpoons Li_6^+Si_4^{4+}$ [Коваленко, 1977]. Наблюдается прямая корреляция измеренной плотности слюд с Σ Fe и обратная с содержанием атомов Li, F, Si и Al^{VI} (рис. 18). Почти все слюды лепидолит-сидерофиллитового ряда относятся к политу типу 1 M (3 T).

В мусковит-лепидолитовой серии наибольшая густота составов наблюдается в районе крайних членов. В центральной части серии, вероятно, существует разрыв смесиности, отмечаемый многими авторами [Levinson,

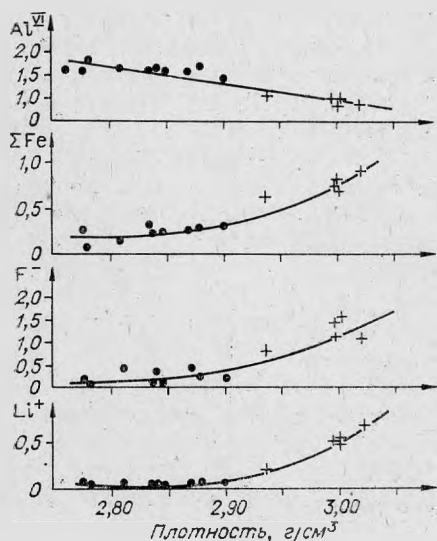


Рис. 19. Корреляция плотности слюд с атомами лития, фтора, суммы железа и алюминия в мусковит-литиево-фенгитовом ряду. Слюды из грейзенов (кружки), из онгонитов (крестики).

1953; Foster, 1960]. В слюдах этой серии наблюдается прямая корреляция атомов лития с атомами F, Si, ΣY и обратная с $(R^{3+})^{VI}$ [Владыкин, Дорфман и др., 1974]. Схему изоморфизма можно представить следующим образом: $2Li^+ + Si^{4+} \rightleftharpoons 2Al^{3+}$. Для мусковитов этой серии характерен политип $2M_1$, а лепидолиты образуют поли типы $1M$, $2M_1$ и смеси поли типов $2M_2 + 2M_1$ и $1M + 2M_1$. Для лепидолита $2M_2 + 2M_1$ из пегматитов Хух-Дель-Улы методом α^n -радиографии установлено равномерное распределение атомов лития по плоскости спайности кристалла [Владыкин, Дорфман и др., 1974].

Мусковит-литиево-фенгитовая серия слюд недавно обнаружена в редкометалльных гранитоидах [Коваль и др., 1970; Коваленко и др., 1971; Владыкин и др., 1977], что привело к значительному расширению поля составов диоктаэдрических слюд. Подробное обоснование выделения этой серии слюд дано ранее [Коваленко, 1977; Лапидес и др., 1977]. Для слюд этой серии наблюдается прямая корреляция содержания атомов лития со F, R^{2+} , Fe^{2+} и обратная с R^{3+} и Al^{VI} . Измеренная плотность слюд прямо коррелируется с содержанием атомов F, Li, ΣFe и обратно коррелируется с содержанием Al^{VI} (рис. 19). Схема изоморфизма для этой серии имеет вид: $Li_{0,5}R_{0,3}^{2+} \rightleftharpoons (R^{3+})_{0,4}^{VI}O_{0,5}$ [Коваленко, 1977]. Для малолитиевых слюд этой серии характерен политип $2M_1$ и редко $1M$. Литиевые фенгит-мусковиты из онгонитов являются смесями поли типов $2M_1 + 1M$.

Состав слюд из различных геохимических типов гранитоидов

В табл. 10 представлены средние составы слюд из редкометалльных гранитоидов Монголии. Для выявления отличия слюд литий-фтористого геохимического типа от слюд других типов и выявления промежуточного характера состава слюд из пород бор-бериллиевого подтипа между литий-фтористым и стандартными типами мы кратко рассмотрим также состав слюд наиболее распространенных стандартных гранитоидов. Для вывода средних составов слюд бор-бериллиевого подтипа мы использовали также данные В. С. Антипина (1977), а для слюд стандартных гранитов — часть данных П. В. Ковалья.

Литий-фтористый геохимический тип. Слюды из гранитоидов этого типа (гранитов, пегматитов, альбититов, цвиттеров и кварц-лепидолитовых грейзенов) по составу относятся в основном к лепидолит-сидерофилитовой изоморфной серии (табл. 11, рис. 20). В двуслюдяных парагенезисах со слюдами этого ряда сосуществуют слюды фенгит-мусковит-литиево-фенгитовой серии, однако в количественном отношении первые значительно преобладают над вторыми. Как видно из диаграммы (рис. 21), состав слюд из ранних аляскинтов отвечает составу литиевого сидерофилита. В более поздних дифференциатах литий-фтористых гранитоидов, микроклин-альбитовых и амазонит-альбитовых аляскинтов, состав слюд соответствует в основном протолитиониту, притом в более поздних амазонитовых аляскинтах слюды более литиевые (см. табл. 11). В микроклин-альбитовых аляскинтах и связанных с ними пегматоидах совместно с протолитионитами иногда кристаллизуются слюды фенгит-мусковитового состава с повышенным содержанием лития. В амазонитовых аляскинтах Абдарского массива встречены сосуществующие протолитиониты и цинвальдиты, кроме того, там же иногда встречаются слюды литиево-фенгитового состава. В наиболее дифференцированных альбит-лепидолитовых гранитах состав слюд отвечает железистому лепидолиту. В метасоматических литий-фтористых гранитоидах (альбититах и кварц-лепидолитовых грейзенах), развивающихся по альбит-лепидолитовым гранитам, образуются также железистые лепидолиты. Слюды цвиттеров представляют непре-

Средние химические составы слюд из мезо

Порода	Цвет слюды	Кол-во проб	SiO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Геохимический тип литий-						
Ранние аляскиты	Темный	24	37,51	1,88	18,50	4,75
Микроклин-альбитовые аляскиты	»	12	40,98	0,58	22,07	3,63
То же	Светлый	3	44,28	0,30	23,80	3,32
Пегматоиды в этих аляскитах	Темный	1	41,68	0,22	24,02	0,37
То же	Светлый	2	44,77	0,24	26,98	1,57
Амазонит-альбитовые граниты	Темный	14	41,32	0,56	21,29	2,14
То же	Светлый I	4	44,84	0,31	24,66	5,33
»	Светлый II	5	44,71	0,17	20,69	2,97
Пегматоиды в амазонитовых гранитах	Темный	4	40,00	0,40	21,80	3,88
То же	Светлый	1	44,46	0,56	23,24	5,81
Альбит-лепидолитовые граниты	»	9	52,72	0,05	18,93	1,58
Кварц-лепидолитовые грейзены	»	6	52,60	0,07	19,49	1,50
Альбититы	»	2	49,84	0,43	20,56	1,33
Цвиттеры	Темный	14	38,28	0,83	20,65	3,56
Кварц-мусковитовые грейзены	Светлый	17	46,38	0,25	30,70	1,34
Онгониты (Онгон-Хайрхан)	»	23	46,68	0,06	25,52	0,86
Онгониты (Багагазын)	»	4	44,87	0,34	21,73	2,78
Онгониты (Баджи-Гол)	Темный	1	38,60	0,27	20,81	4,41
Топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты	Светлый I	20	49,74	0,05	25,60	0,28
» » » »	Светлый II	8	50,70	0,03	25,93	0,46
Ранние мусковитовые пегматиты	Светлый	5	45,30	0,08	33,54	0,60
Геохимический тип агпаи						
Пегматит с полилитнионитом (Хан-Богдо)	Светлый	2	60,49	0,39	12,95	0,37
Аляскиты Чойренской группы	Темный	5	39,43	2,54	12,95	3,91
Аляскиты Баян-Уланской группы	»	8	37,13	3,17	12,72	13,71
Геохимический тип						
Резкопорфировидные граниты	Темный	21	35,92	3,61	14,85	4,82
Амфибол-биотитовые граниты	»	5	35,74	3,70	13,56	4,20
Биотитовые граниты (рудноносные на W и Sn)	»	20	37,58	3,20	15,30	5,47
Биотитовые граниты (перудные)	»	24	35,55	3,00	17,14	4,42
Жильные мусковитовые граниты	Светлый	12	46,00	0,46	32,38	2,52
Мусковитовые пегматиты	»	5	45,94	0,30	34,32	1,40
Мусковитовые грейзены	»	10	47,46	0,31	30,38	2,06
Бор-бериллиевый подтип						
Гранодиориты с турмалином	Темный	3	37,72	5,21	12,59	2,30
Биотитовые граниты	»	11	36,68	3,17	18,00	7,41
Жильные турмалиновые граниты	»	8	37,47	3,09	18,92	2,59
» » » »	Светлый	14	46,00	0,47	33,99	1,00
Турмалиновые пегматиты	Темный	2	36,38	2,67	20,59	2,70
» » » »	Светлый	14	45,55	0,41	33,43	1,80
Топаз-лепидолитовый пегматит	»	5	49,94	0,19	22,44	0,04

Гранодиорит-гранит

Диориты-гранодиориты	Темный	14	36,57	3,65	15,00	3,54
----------------------	--------	----	-------	------	-------	------

Примечание. Сумма дана за вычетом пересчета на фтор. Светлые слюды по составу

равный ряд составов от литиевых сидерофиллитов до протолитнионитов. В грейзенах и грейзенизированных гранитах (Борун-Цогтинский Западный массив) слюды относятся к мусковитам и фенгит-мусковитам. Поля составов литиево-железистых слюд из литий-фтористых гранитов хорошо разделяются и на диаграмме в других координатах (рис. 22). От слюд стандартных гранитоидов из минералообразующих элементов слюды ли-

зелейских гранитоидов Монголии (вес. %)

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	F	H ₂ O	Σ
-----	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------------	-------------------	-------------------	---	------------------	---

фтористых гранитоидов

20,25	0,82	1,19	0,52	0,30	8,82	0,76	0,35	0,04	2,65	2,35	99,58
14,53	0,85	0,38	0,35	0,34	9,41	1,47	0,58	0,05	3,70	2,10	99,46
8,83	0,39	0,51	0,85	0,38	9,93	1,09	0,62	0,03	3,35	3,30	99,57
17,24	0,59	0,07	0,09	0,23	9,23	1,61	0,72	0,03	3,85	1,74	100,07
9,33	0,39	0,11	0,18	0,23	9,35	0,94	0,62	0,02	2,15	3,81	99,79
16,02	1,12	0,44	0,34	0,30	9,41	1,81	0,70	0,06	4,51	1,55	99,67
5,86	0,83	0,35	0,35	0,49	9,36	2,34	0,56	0,04	3,82	2,27	99,80
9,97	0,34	0,17	1,37	0,60	9,85	3,12	0,68	0,02	5,44	1,72	99,53
14,56	0,95	0,80	0,83	0,35	9,17	1,51	0,54	0,03	4,05	2,42	99,59
5,38	1,48	1,82	0,62	0,41	10,11	0,62	0,37	0,02	3,31	3,23	100,05
2,61	0,73	0,84	0,63	0,41	10,10	4,87	1,07	0,04	6,36	1,29	99,55
2,06	0,98	0,45	0,58	0,37	10,10	5,31	1,13	0,01	7,18	1,05	99,86
3,54	1,12	2,34	1,30	0,40	9,01	4,01	0,91	0,02	6,88	0,78	99,57
19,89	0,48	0,72	0,37	0,27	9,53	0,90	0,34	0,03	3,20	1,96	99,66
2,81	0,46	1,03	0,33	0,45	10,38	0,22	0,26	0,01	1,93	3,85	99,59
5,34	1,94	0,20	0,24	0,48	9,64	2,31	0,98	0,04	4,79	2,77	99,83
10,30	1,54	0,20	0,40	0,56	9,07	2,56	0,93	0,01	4,89	1,53	99,65
17,85	1,57	0,14	0,09	0,55	8,63	1,71	0,58	0,05	5,06	1,38	99,57
0,35	0,87	0,15	0,41	0,59	10,32	4,68	0,82	0,18	6,76	1,86	99,81
0,80	0,63	0,38	0,40	0,80	9,75	3,51	0,73	0,070	4,55	2,60	99,43
1,37	0,68	0,33	0,52	0,83	10,43	0,74	0,52	0,030	1,44	3,92	99,72

товых щелочных гранитов

—	0,08	—	0,35	0,65	11,31	6,79	0,20	0,002	9,50	0,30	99,38
11,33	1,40	14,21	0,35	0,67	8,39	0,18	0,12	0,004	2,57	2,65	99,62
17,88	0,48	2,44	0,60	0,36	7,43	0,24	0,24	0,020	0,82	3,77	100,66

стандартных гранитов

21,63	0,55	5,55	0,92	0,31	8,40	0,11	0,11	0,020	1,05	2,00	99,41
23,23	0,52	6,00	0,71	0,24	8,45	0,12	0,11	0,008	0,91	2,35	99,47
15,34	0,62	9,66	0,48	0,30	8,54	0,35	0,11	0,010	1,73	2,10	100,06
20,18	0,57	6,05	0,56	0,37	8,65	0,13	0,10	0,006	0,81	2,74	99,93
1,58	0,13	0,54	0,23	0,58	10,10	0,11	0,25	0,000	0,96	4,30	99,74
1,05	0,18	0,42	0,19	0,76	10,11	0,07	0,22	0,020	0,43	4,70	99,93
1,65	0,21	1,90	0,30	0,40	10,40	0,15	0,21	0,000	1,26	4,00	100,15

стандартных гранитов

17,90	0,24	11,32	0,87	0,43	8,25	0,07	0,07	0,006	0,90	2,28	99,78
14,94	0,70	6,56	0,45	0,50	8,58	0,27	0,12	0,005	0,94	2,29	100,21
20,07	0,74	2,69	0,17	0,83	8,65	0,43	0,21	0,030	1,14	2,87	99,42
1,64	0,06	0,65	0,26	0,80	9,94	0,04	0,16	0,010	0,87	4,34	99,86
19,76	0,55	2,94	0,58	0,12	7,09	0,54	0,13	0,050	1,07	5,46	100,18
1,80	0,11	0,55	0,12	0,61	10,16	0,15	0,35	0,020	0,75	4,65	100,14
0,14	1,91	0,01	0,24	0,41	10,35	5,36	1,18	0,340	7,00	2,91	99,51

ный геохимический тип

14,98	0,37	12,14	1,04	0,33	8,48	0,03	0,03	0,002	0,40	3,10	99,49
-------	------	-------	------	------	------	------	------	-------	------	------	-------

отвечают мусковитам, лепидолитам и полилитнионам, темные — ряду биотит — циннвальдит.

тий-фтористых гранитов отличаются низкими содержаниями титана и магния и высокими — алюминия, марганца, фтора и редких щелочей.

Слюды из вкрапленников онгонитов по составу отвечают фенгит-мусковит-литиево-фенгит-циннвальдитовой серии [Коваленко, Коваленко, 1976; Владыкин и др., 1977]. Из онгонитов Багагазрына слюды соответствуют циннвальдитам (табл. 12), а из онгонитов Онгон-Хайрхана — ли-

Химический состав слюд из гранитов

№ п/п	Номер образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	2	3	4	5	6	7
1	Дч-1002	Аляскит	39,24	1,37	23,24	1,60
2	Дч-1000а	»	45,86	0,41	28,66	0,44
3	Дч-1000б	»	42,88	0,78	24,24	0,60
4	Дч-1008	Ми-Аб-гранит	44,06	0,73	22,80	1,81
5	Дч-1009	Ам-пегматоид	41,03	0,14	24,12	0,36
6	Дч-483	»	41,68	0,22	24,02	0,37
7	Дч-614/6	»	44,77	0,24	26,98	1,57
8	Дч-933	Цвиттер	40,50	0,24	21,38	2,14
9	Абд-1097	Ми-Аб-гранит	41,32	0,62	20,09	2,92
10	Абд-1095	Ам-Аб-гранит	42,82	0,42	22,48	0,57
11	Абд-1096	»	41,31	0,50	20,36	2,56
12	Абд-1098	»	45,47	0,32	32,25	0,88
13	Абд-1099	»	42,10	0,42	20,52	0,88
14	Абд-462	»	45,17	0,19	20,04	3,46
15	МБ-1032	Биотитовый гранит	38,18	0,91	20,41	1,62
16	МБ-1041	Ам-Аб-гранит	44,87	0,27	24,97	3,45
17	МБ-1033	»	40,85	0,72	25,63	0,22
18	МБ-1035	Ам-Аб-гранит грейзенизированный	46,36	0,37	29,20	1,11
19	МБ-1037	»	46,84	0,13	30,79	1,86
20	МБ-1036	Грейзен	46,46	0,08	32,26	1,74
21	МБ-1039	Ам-Аб-гранит флюоритизированный	46,52	0,15	33,93	0,80
22	МБ806/13	Кварц	46,13	0,14	29,57	0,30
23	МБ-581	Ам-Аб-гранит	38,84	0,52	20,47	3,69
24	ОХ-1500	Жильный Ам-гранит	40,65	0,68	21,59	0,77
25	ОХ-1501	»	40,84	0,74	22,15	1,79
26	ОХ-851	Грейзенизированный онгонит	47,24	0,23	27,57	1,62
27	ОХ-850/10	»	46,51	—	31,00	0,30
28	ОХ-850	Грейзен в сланцах	47,06	0,14	28,75	1,02
29	Ю-1082	Аляскит	36,52	2,62	18,30	3,87
30	Ю-1088	Ам-гранит жильный	35,82	0,87	18,03	2,21
31	Ю-730	Ми-Аб-гранит	41,16	0,77	20,08	1,83
32	Ю-734	Ам-Аб-гранит	42,19	0,45	23,27	0,97
33	Ю-732	»	42,51	0,62	20,73	1,10
34	БН-799	Эндоконтактный аляскит	38,12	2,48	17,78	5,27
35	БН-800	»	36,55	2,85	17,59	2,63
36	БН-795	Цвиттер шпировый	37,02	2,85	17,38	1,98
37	БН-794	»	36,40	2,84	18,37	3,78
38	БН-634	Цвиттер жильный	38,26	0,52	21,88	2,20
39	БН-607	»	38,05	0,63	21,97	2,65
40	БН-610	»	37,82	1,74	20,53	1,40
41	БН-808	Топазовый грейзен	35,19	0,61	20,80	4,77
42	БН-807	Мусковитовый грейзен	47,83	0,35	30,79	1,29
43	Мор-992	Двуслюдяной гранит	45,30	0,98	28,20	3,92
44	ХМ-851/10	Мусковитовый грейзен	44,90	0,18	27,96	3,08
45	УБ-1223	Аляскит	40,65	1,45	19,17	0,70
46	СПЗ-1269	Ми-Аб-гранит	40,26	0,68	20,76	6,96
47	Бар-1863	»	38,36	2,55	19,75	0,46
48	ЮГ-1853	Биотитовый гранит, γ I	35,17	4,21	18,44	4,48
49	ЮГ-1855	То же	35,72	4,39	15,22	6,51
50	ЮГ-1839/1	Биотитовый гранит, γ I	35,10	3,29	18,26	5,91
51	ЮГ-1849	То же, γ II	37,35	3,01	12,71	8,53
52	ЮГ-1335	»	37,45	2,90	13,43	4,97
53	ЮГ-1333	»	40,79	2,63	12,71	5,24
54	ЮГ-1027	»	33,57	2,50	17,60	2,60
55	ЮГ-1022	Аляскит, γ III	34,83	2,91	13,04	5,31
56	ЮГ-945	То же	31,74	1,57	21,48	5,99
57	ЮГ-1842	»	38,02	2,54	18,97	7,13
58	ЮГ-1852	»	37,80	2,52	18,97	7,88
59	ЮГ-1028	Ам-Аб-гранит, γ III	41,60	0,82	22,80	0,18
60	ЮГ-1025	То же	40,84	0,59	22,74	0,90
61	ЮГ-1331	»	40,77	0,79	22,11	0,66
62	ЮГ-1847	»	40,82	0,60	20,94	4,56

Таблица 11

дов литий-фтористого типа (вес. %)

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	H ₂ O	F	Σ
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
17,24	0,42	1,18	0,14	0,22	9,19	1,09	0,43	0,034	2,67	2,27	99,38
8,80	0,46	0,29	0,18	0,31	9,99	0,94	0,50	0,027	1,59	2,80	100,08
14,36	0,69	0,43	0,18	0,31	9,39	1,62	0,61	0,034	1,42	3,40	99,51
9,15	0,50	2,51	0,18	0,41	9,47	3,45	0,66	0,044	0,65	6,05	99,99
17,24	0,59	0,26	0,13	0,23	9,19	1,90	0,67	0,029	1,19	4,85	99,89
17,24	0,59	0,06	0,09	0,23	9,23	1,62	0,73	0,030	1,74	3,85	100,07
9,33	0,39	0,11	0,18	0,23	9,35	0,94	0,62	0,020	3,81	2,15	99,78
19,71	0,53	0,25	0,24	0,26	9,78	1,22	0,45	0,076	0,40	4,05	99,51
17,74	0,25	—	—	0,08	10,01	2,38	0,58	0,020	0,70	4,85	99,51
14,01	0,32	0,13	0,27	0,35	9,23	2,51	0,79	0,040	2,11	6,25	99,66
19,32	0,44	0,07	0,09	0,31	8,98	1,62	0,65	0,017	1,00	3,85	99,50
3,95	0,06	0,53	0,09	0,57	9,83	2,62	0,14	0,045	2,33	1,55	99,98
19,39	0,45	0,04	0,14	0,36	9,27	1,66	0,65	0,030	1,10	4,45	99,59
9,34	0,43	0,02	1,14	0,46	9,54	3,20	0,66	0,017	2,20	6,30	99,49
23,84	0,91	0,37	0,91	0,11	9,11	0,67	0,29	0,038	0,90	1,90	99,63
7,36	2,36	0,22	0,23	0,27	9,22	1,40	0,87	0,030	2,44	3,50	99,97
15,06	2,09	0,32	0,14	0,25	9,19	1,24	0,74	0,075	0,91	3,30	99,35
4,13	0,72	0,17	0,17	0,70	10,69	0,34	0,54	0,020	4,20	2,22	100,01
2,51	0,37	0,33	0,05	0,34	11,36	0,05	0,26	0,008	4,57	0,34	99,67
3,41	0,65	0,25	0,23	0,07	10,60	0,07	0,23	0,006	3,48	1,20	100,31
0,90	0,21	0,13	0,33	1,54	10,28	0,08	0,23	0,008	4,05	0,98	99,73
6,11	0,61	0,67	0,47	0,19	9,99	0,27	0,24	0,013	3,52	1,70	99,33
19,26	2,70	—	0,12	0,14	9,41	0,89	0,41	0,038	1,40	3,40	99,86
14,37	3,38	0,17	0,07	0,34	9,94	1,75	1,11	0,097	2,86	3,60	99,86
14,19	2,96	0,22	0,14	0,26	9,50	1,18	0,88	0,247	2,72	2,60	99,43
4,67	1,20	0,26	0,58	0,82	9,40	0,64	0,57	0,016	3,42	2,45	99,70
3,23	1,00	0,39	0,07	0,50	10,38	0,34	0,42	0,011	3,65	3,65	99,91
3,95	0,57	1,55	0,39	0,23	10,60	0,69	0,28	0,045	2,99	3,25	100,23
22,67	0,69	1,98	0,05	0,24	8,70	0,66	0,28	0,048	2,10	1,50	99,60
27,83	0,77	0,18	0,18	0,31	9,42	0,56	0,79	0,056	0,91	2,45	99,36
18,68	0,52	0,54	0,53	0,22	9,15	0,84	0,59	0,033	1,33	5,40	99,47
15,98	0,46	0,24	0,23	0,29	9,36	2,19	0,84	0,041	0,53	5,38	100,16
16,30	0,47	0,12	—	0,28	10,29	1,75	0,71	0,061	1,50	5,20	99,46
20,47	0,43	1,16	0,73	0,43	8,35	0,39	0,16	0,004	2,32	2,24	99,39
24,07	0,43	1,31	0,66	0,74	9,75	0,43	0,12	0,004	0,91	2,48	99,52
22,98	0,47	1,78	0,29	1,17	11,08	0,54	0,12	0,008	0,71	2,70	99,99
22,27	0,66	1,42	0,37	0,57	8,67	0,67	0,13	0,008	1,26	3,42	99,42
22,45	0,19	0,17	0,47	0,06	8,49	0,83	0,28	0,018	1,62	3,43	99,59
21,01	0,37	0,72	0,37	0,54	8,91	0,86	0,42	0,026	1,61	2,40	99,56
23,35	0,77	0,35	0,39	0,47	9,03	0,67	0,36	0,022	0,93	3,65	99,95
15,80	0,70	0,42	0,23	0,03	8,71	0,52	0,28	0,024	3,70	2,20	99,20
3,41	0,14	—	0,58	0,26	9,87	0,09	0,21	0,020	3,75	1,70	99,58
1,80	0,04	1,25	0,59	0,63	10,94	0,10	0,13	0,010	6,25	0,48	100,42
2,15	0,03	2,75	0,52	0,38	10,71	0,13	0,17	0,015	6,27	2,00	100,40
21,37	0,36	0,38	0,53	0,05	9,27	1,20	0,38	0,040	1,50	4,13	99,61
14,01	1,29	0,97	0,93	0,16	8,43	0,91	0,37	0,081	2,36	3,35	100,40
21,82	1,01	0,69	0,07	0,60	8,90	1,48	0,62	0,038	4,15	1,80	100,55
17,78	0,28	6,68	0,44	0,27	8,19	0,03	0,10	0,010	2,88	0,65	99,34
16,88	0,23	7,26	1,68	0,19	8,31	0,03	0,06	0,005	3,03	0,20	99,63
17,24	0,37	7,12	0,44	0,20	7,53	0,09	0,08	0,010	3,94	0,30	99,75
13,11	1,10	11,15	0,18	0,16	8,25	0,23	0,11	0,012	2,62	2,00	99,75
14,36	0,80	11,24	0,73	0,31	8,11	1,92	0,09	0,061	2,72	0,98	99,66
8,48	0,45	14,93	—	0,11	9,03	0,48	0,31	0,027	1,84	3,35	99,52
25,77	1,14	0,87	0,26	0,30	7,85	0,30	0,25	0,020	6,21	0,52	99,59
26,51	0,63	2,44	0,88	0,43	7,92	0,47	0,15	0,011	2,99	1,46	99,45
9,52	1,20	12,04	—	0,36	8,55	2,73	0,69	0,114	1,60	3,15	99,41
14,37	1,15	4,10	0,09	0,15	8,49	1,17	0,34	0,045	1,72	2,05	99,48
14,91	1,04	2,96	0,09	0,41	8,49	0,86	0,42	0,066	2,51	1,65	99,57
16,16	2,11	0,22	0,36	0,20	8,31	2,36	0,65	0,050	1,16	4,65	99,67
18,14	0,57	0,32	0,14	0,31	9,43	1,87	0,67	0,062	0,82	4,75	100,15
18,31	0,55	0,31	0,18	0,27	9,23	1,87	0,71	0,075	0,84	5,82	99,87
14,91	0,55	0,38	0,26	0,27	8,73	1,87	0,61	0,042	1,82	5,40	99,55

1	2	3	4	5	6	7
63	ЮГ-1843	Мусковитовый грейзен	47,55	0,40	31,41	0,47
64	ЮГ-1019	» »	46,40	0,30	27,97	1,72
65	ЮГ-805/4	» »	43,53	0,41	28,20	1,52
66	ЮГ-1841	Пегматоид	46,47	0,52	29,00	1,79
67	ЮГ-1845	Кв-Би жила	37,76	3,36	14,50	5,43
68	Бч-928	Би-гранит	36,15	2,50	14,80	3,32
69	ИН-726/2	Пегматит	46,03	0,20	33,39	2,05
70	Гр-795/12	»	45,50	0,31	21,31	—
71	Бу-744	»	45,72	0,10	32,69	0,81

Примечание. Сумма дана за вычетом пересчета на фтор. Массивы: Жанчивланский Онгон-Хайрханский (24—29), Юдугинский Восточный (30—31), Юдугинский Западный (31—33), Ундура (47), Бусуин-Чулу (63), Югодзырский (48—67). Редкометалльные пегматиты: ихз-наротин-16, 17—22, 28, 30, 32, 38, 41, 45, 46, 52, 60, 61, 64, 65, 69, 70), Н. М. Бехтерева (8, 9, 14, 15, 47), Г. С. Гормашева (34—37, 39, 40, 42, 59). Другие данные анализов слюды, используемые в тек Н. В. Владыкина и др. (1974), Н. В. Владыкина, В. С. Антипова (1976).

тивым фенгит-мусковитам. В последних отмечается прямая корреляция концентраций лития в слюде и породе. В грейзенизированных онгонитах и грейзенах Онгон-Хайрхана образуются слюды фенгит-мусковитового состава.

Состав слюд из жильных литий-фтористых пегматитов Хух-Дель-Улы [Владыкин, Дорфман и др., 1974] отвечает лепидолит-мусковитовой серии (табл. 13). В самых ранних пегматитах кристаллизуется литиевый мусковит. В более дифференцированных пегматитах кристаллизация слюд начинается с лепидолитов, которые на конечных стадиях пегматитообразования обрастают литиевыми мусковитами. Самые поздние онкозины, замещающие топазы и эльбаиты, отвечают мусковитам.

Щелочные гранитоиды. Здесь слюды встречаются довольно редко. В Баян-Уланском массиве и массивах Чойренской группы слюды встречаются в ранних моношатовых аляскитах. Характерной чертой их состава является дефицит алюминия (табл. 14). По составу они относятся к фло-

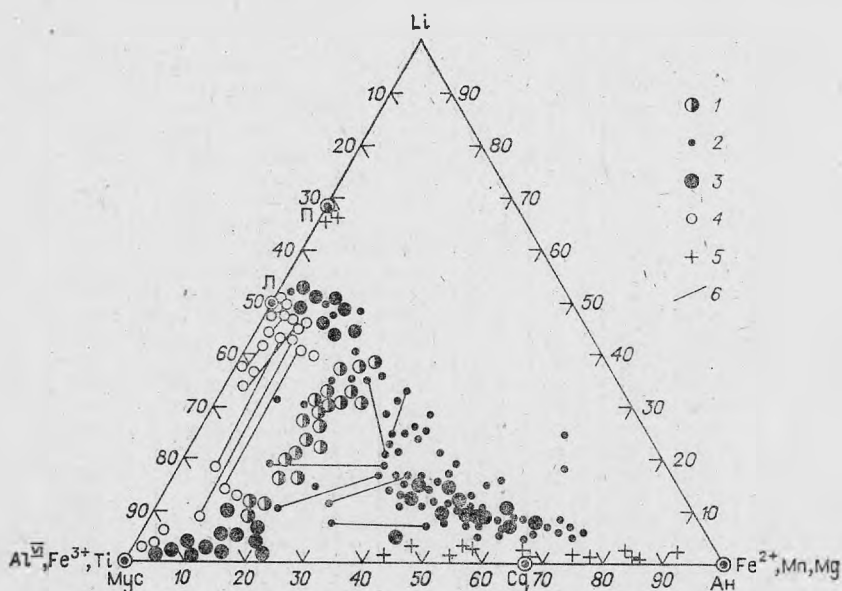


Рис. 20. Составы слюд из пород различных фаций глубинности. 1—4 — литий-фтористый тип: 1 — онгониты, 2 — граниты, 3 — грейзены, 4 — пегматиты; 5 — щелочной тип — граниты и пегматиты; 6 — линии, соединяющие составы сосуществующих слюд.

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1,44	0,02	2,46	—	0,70	9,81	0,12	0,14	0,001	4,49	2,16	100,26
5,75	0,77	0,42	0,74	0,42	10,71	0,19	0,38	0,040	3,78	1,14	100,25
6,42	0,57	0,58	0,15	0,57	11,07	0,33	0,40	0,040	4,68	1,70	99,45
5,21	0,52	0,95	0,09	0,45	8,37	0,19	0,34	0,023	4,54	1,80	99,52
13,29	0,40	11,09	0,09	0,19	7,34	0,38	0,16	0,008	3,78	3,30	99,69
24,07	2,17	1,97	0,41	0,18	8,67	0,46	0,32	0,020	2,48	3,38	99,48
2,16	0,73	0,42	0,23	0,42	9,63	0,09	0,55	0,013	3,42	1,14	100,06
9,24	1,96	0,08	0,10	0,70	10,02	3,65	1,25	0,070	1,44	7,34	99,94
1,80	0,08	0,17	0,18	0,84	11,11	0,24	0,20	0,010	5,37	0,70	99,70

(1—8), Абдарский (9—14), Борун-Цогтинский Западный (15—22), Борун-Цогтинский Восточный (23), Багагазынский (34—42), Хара-Мориту (43—44), Улан-Баторский (45), Заставный (46), район Борохидские (69), горихинские (70), жаргалантинские (71). Аналитики: В. К. Халтуева (1—7, 10—14, 23, 33), Т. К. Бакалейникова (31, 48—53, 55, 56—58, 62, 63, 66, 67), Л. Н. Матвеева (24—27, 38), диаграммах, и средние значения взяты у В. И. Коваленко и др. (1971), В. С. Антипина (1977).

гопит-аннитовому ряду (см. рис. 22; рис. 23). Слюды Чойренской группы массивов являются магнизиальными аннитами и приближаются по составу к слюдам щелочных лав трахитов. Слюды Баян Улажского и Борун-Богдинского массивов отвечают аннитам (лепидомеланам) и при-

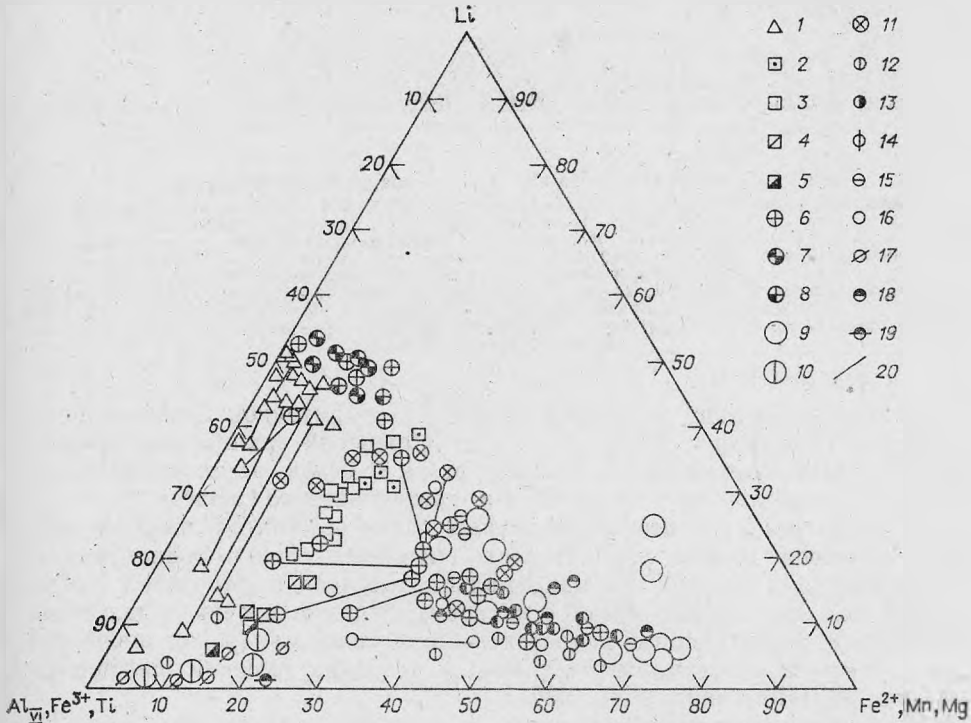


Рис. 21. Составы слюд из различных массивов литий-фтористых гранитоидов Монголии.

1 — литий-фтористые перматиты Хух-Дель-Улы-1. 2 — онгониты Багагазынского массива. 3 — 5 — Онгон-Хайрханский массив: 3 — онгониты; 4 — грейзенизированные онгониты; 5 — грейзены по онгонитам. 6—8 — Жанчивланский массив: 6 — аляскиты, микроклин-альбитовые граниты, амазонит-альбитовые граниты, альбит-лепидолитовые граниты; 7 — кварц-лепидолитовые грейзены; 8 — альбититы. 9, 10 — Югодзырский массив: 9 — аляскиты, микроклин-альбитовые и амазонитовые граниты; 10 — грейзены. 11 — микроклин-альбитовые и амазонитовые граниты Абдарского массива. 12—14 — Багагазынский массив: 12 — аляскиты, микроклин-альбитовые граниты; 13 — цвиттеры; 14 — грейзены. 15 — аляскиты, микроклин-альбитовые и амазонитовые граниты Юдугинского массива. 16, 17 — Борун-Цогтинский массив: Восточный — 16 — аляскиты, микроклин-альбитовые и амазонитовые граниты; Западный — 17 — грейзены и грейзенизированные граниты. 18 — аляскиты Богдо-Улинского, Хара-Моритинского, Заставного массивов. 19 — грейзены Хара-Моритинского массива. 20 — линия, соединяющая пары сосуществующих слюд.

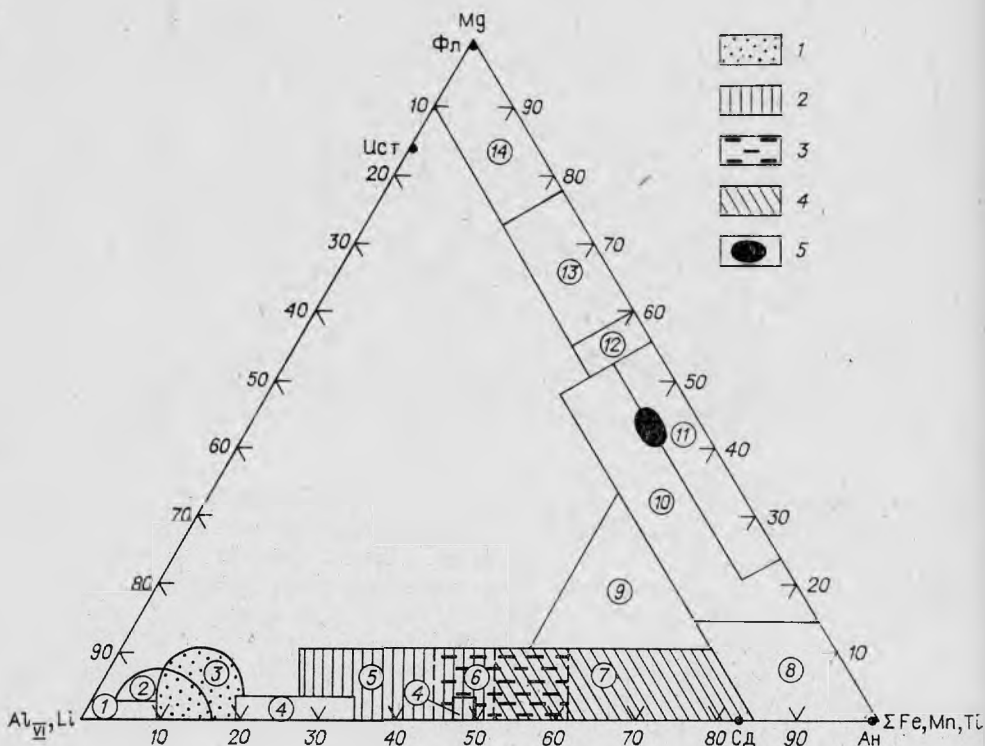


Рис. 22. Диаграмма составов слюд из гранитоидов Монголии.

1 — альбит-лепидолитовые граниты, 2 — амазонитовые граниты, 3 — микроклин-альбитовые граниты, 4 — аляскиты, 5 — ксенокристы слюды в щелочных базальтах. Цифры в кружках — поля составов слюд из пород. **Литий-фтористый тип:** 1 — пегматиты; 3 — альбит-лепидолитовые граниты, грейзены, альбититы; 4 — онгониты; 5 — амазонитовые граниты, пегматиты и грейзены; 6 — микроклин-альбитовые граниты; 7 — аляскиты. **Стандартный тип:** 2 — жильные граниты, гранитоиды и грейзены; 9 — граниты В-Ве подтипа; 10 — граниты. **Гранодиорит-гранитный тип:** 11 — граниты и диориты. **Щелочные породы:** 8 — щелочные граниты Баян-Уланской группы; 12 — щелочные граниты Чойренской группы; 13 — щелочные лавы; 14 — апатит-магнетитовые породы.

ближаются по составу к слюдам щелочных гранитоидов Северо-Восточной Тувы [Коваленко, 1977]. От слюд Чойренской группы они отличаются низкими содержаниями магния, фтора и более высокими концентрациями двухвалентного и особенно трехвалентного железа.

В пегматитах агпаитовых щелочных гранитов Хан-Богдинского массива встречена редкая разновидность литиевых слюд — полилитиионит. По химическому составу это максимально литиевая и фтористая слюда. Встречается она в парагенезисе с кварцем, эгирином и редкометалльными минералами. Полилитиионит является типоморфным минералом щелочных пород и может образовываться только в условиях высокой щелочности (см. рис. 85) [Коваленко и др., 1974].

Стандартный геохимический тип. Слюды из гранитов этого типа относятся к изоморфной серии сидерофиллит — истонит и отвечают составам магнезиальных сидерофиллитов (см. рис. 22—24). В слюдах пород более поздних фаз этого типа, по сравнению с ранними, обычно увеличиваются содержания алюминия, магния, фтора и редких щелочных элементов (см. табл. 10). Слюды из гранитных массивов, где известны месторождения олова и вольфрама, отличаются от слюд безрудных массивов более высокими концентрациями фтора, редких щелочей и магния. Слюды из жильных мусковитовых гранитов, пегматитов и грейзенов по составу относятся к магнезиально-железистым мусковитам (см. табл. 10). В целом для пород различной основности к поздним дифференциатам наме-

Химический состав слюд из онгонитов (вес. %)

№ п/п	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	F	H ₂ O	F~O	Σ
1	ОХ-1949	48,27	0,21	25,82	1,33	4,37	1,70	0,04	0,50	0,49	9,73	2,40	0,87	0,03	5,05	1,28	2,13	99,97
2	ОХ-1950	45,78	0,10	27,60	1,38	5,20	1,77	0,02	0,18	0,69	9,85	1,73	0,90	0,03	3,96	2,06	1,67	99,58
3	ОХ-1951	48,30	0,14	25,24	0,84	4,87	1,79	0,05	0,31	0,54	9,25	2,87	0,96	0,05	5,30	1,22	2,23	99,50
4	ОХ-1952	48,88	0,04	24,01	0,38	4,37	1,82	0,03	0,20	0,41	10,21	3,58	1,03	0,04	5,36	1,60	2,26	99,70
5	ОХ-1953	46,24	0,25	27,00	0,62	6,02	1,80	1,15	0,07	0,63	9,73	1,79	0,80	0,02	3,93	1,33	1,65	99,73
6	ОХ-1954	48,71	0,14	25,40	0,12	5,53	1,80	0,05	0,04	0,61	9,13	2,66	0,90	0,03	4,90	1,54	2,06	99,51
7	ОХ-1955	48,42	0,11	25,70	0,22	4,70	1,85	0,05	0,08	0,49	9,36	2,87	1,06	0,05	5,02	1,70	2,11	99,58
8	ОХ-1956	47,72	0,07	24,83	1,48	4,37	1,73	0,02	0,28	0,47	9,73	2,94	1,07	0,05	5,47	1,72	2,30	99,05
9	ОХ-1957	47,86	0,27	24,70	0,53	5,69	2,28	0,08	0,17	0,27	10,09	2,66	0,73	0,04	4,57	1,60	1,92	99,62
10	ОХ-1504	46,55	0,30	21,30	0,18	7,72	3,17	0,13	0,13	0,12	9,94	3,60	1,49	0,06	6,30	1,26	2,65	99,60
11	ОХ-857	47,10	—	23,84	—	4,67	1,76	—	0,11	0,36	9,55	2,80	1,12	0,04	6,00	4,50	2,53	99,32
12	ОХ-857а	47,93	0,20	23,68	0,52	5,48	2,20	0,10	0,29	0,38	9,63	2,36	1,36	0,05	5,60	2,09	2,36	99,51
13	ОХ-858	44,84	—	23,12	2,17	4,02	1,77	1,76	1,23	0,66	9,45	2,33	0,95	0,03	4,50	3,35	1,89	99,49
14	ОХ-954	47,18	0,13	23,39	0,77	5,61	2,02	0,16	0,28	0,70	9,44	2,26	1,16	0,04	4,42	4,00	1,86	99,70
15	ОХ-957	45,70	0,24	26,04	1,15	5,66	1,97	0,15	0,22	0,68	9,55	2,16	1,21	0,04	5,26	2,19	2,21	100,01
16	ОХ-860	45,52	—	26,55	—	5,92	1,76	—	0,22	0,47	9,34	1,84	0,89	0,03	4,48	4,40	1,88	99,54
17	ОХ-856	44,84	—	26,57	0,77	5,20	1,75	—	0,23	0,45	9,76	1,97	0,94	0,03	4,20	4,60	1,77	99,54
18	ОХ-854	44,68	—	27,68	0,04	5,92	1,82	0,04	—	0,49	9,55	1,86	0,91	0,02	4,20	4,40	1,79	99,80
19	ОК-859	44,37	—	28,49	0,36	5,57	1,75	0,04	0,22	0,47	9,34	1,84	0,89	0,03	4,48	3,40	1,89	100,36
20	ОХ-1225	45,52	—	28,49	0,32	5,57	1,75	—	—	0,27	10,45	1,24	0,66	0,03	2,65	4,00	1,12	99,83
21	БН-1700	45,22	0,52	22,04	5,64	7,18	2,70	0,16	0,23	0,61	8,91	2,26	0,93	0,02	3,85	1,60	1,52	100,71
22	БН-1703	44,07	0,12	21,93	2,54	11,94	0,65	0,27	0,50	0,78	8,85	2,26	0,99	0,01	5,10	1,64	2,15	99,51
23	БН-1505	45,52	0,35	22,24	1,43	9,52	2,04	0,20	0,38	0,38	8,92	2,72	1,01	0,02	6,30	1,35	2,65	99,73
24	БН-1506	44,69	0,36	20,72	1,50	12,55	0,78	0,16	0,47	0,90	9,60	3,01	0,80	0,02	4,30	1,53	1,80	99,59
25	БЖ-1958	38,60	0,27	20,81	4,41	17,85	1,57	0,14	0,09	0,55	8,63	1,71	0,58	0,05	5,06	1,38	2,13	99,58

Примечание. 1—20 — Онгон-Хайрханский массив, 21—24 — Багазрынский массив, 25 — Балджи-Гол, 20 — грейзенизированный онгонит.

Химический состав слюд (вес. %) из топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов литий-фтористого геохимического типа Хух-Дель-Улы

№ п/п	Номер образца	Группа пегматитов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	F	H ₂ O	F~O	Σ
1	XX-804/10	1	44,85	0,25	32,23	0,43	2,25	0,64	0,50	0,66	10,11	1,62	1,04	0,52	0,04	1,20	3,62	0,51	99,45
2	XX-805-2	1	45,70	—	31,70	0,90	1,88	1,01	0,16	0,78	9,95	0,45	0,54	0,54	0,03	1,80	5,30	0,76	99,98
3	XX-805/3	1	49,91	—	24,85	0,06	1,44	0,75	0,04	0,03	10,62	0,26	4,70	0,82	0,16	6,40	3,20	2,69	100,55
4	XX-1108/4	1	50,83	0,06	24,68	0,21	0,35	1,45	0,17	0,41	9,87	0,38	4,26	0,93	0,22	6,25	2,69	2,63	100,48
5	XX-1108/7	1	45,55	0,09	36,30	1,13	0,11	0,39	0,38	0,41	10,84	0,39	0,06	0,37	0,01	0,72	3,80	0,30	100,32
6	XX-525/14	2	48,48	0,25	24,82	0,11	1,08	2,45	—	—	10,38	0,54	3,88	0,77	0,48	6,40	2,55	2,69	99,50
7	XX-2	2	47,80	—	26,20	1,92	—	3,96	0,45	0,28	10,54	0,40	3,81	0,96	0,13	6,09	0,48	2,56	100,45
8	XX-804/137	2—3	49,67	0,10	23,90	0,18	0,72	0,87	0,03	0,26	11,10	0,38	4,83	0,75	0,10	6,50	2,77	2,73	99,43
9	XX-753	3	50,30	0,05	26,34	—	0,08	0,31	0,07	0,25	10,21	0,65	5,25	0,97	0,09	7,63	1,63	3,21	100,62
10	XX-521/11	3	49,09	0,09	25,66	0,10	—	0,44	0,08	0,61	9,83	1,50	5,05	0,88	0,11	6,50	2,05	2,73	99,26
11	XX-525/242	3	50,22	—	24,96	0,24	1,75	1,59	0,83	1,67	9,30	0,36	3,00	0,74	0,04	4,60	1,98	1,93	99,35
12	XX-525/23	3	50,11	0,04	25,16	0,19	—	0,19	0,21	1,40	10,54	0,67	3,84	1,09	0,32	6,00	2,12	2,52	99,36
13	XX-803/69	3	50,82	0,05	27,41	0,24	0,11	0,12	0,17	0,35	9,51	1,32	3,53	0,76	0,16	4,80	2,16	1,94	99,57
14	XX-802/36	4	51,48	0,10	24,25	0,10	0,10	0,85	0,17	1,05	11,06	0,53	4,04	0,80	0,13	6,90	1,56	2,86	100,26
15	XX-802/3a	4	54,35	0,12	26,34	0,28	0,35	0,66	0,28	0,51	10,55	0,60	1,45	0,50	0,03	1,75	2,21	0,73	99,25
16	XX-754/1	4	48,00	—	27,18	0,10	0,62	0,49	0,94	1,52	8,67	1,25	4,86	0,74	0,06	5,75	2,05	2,47	99,76
17	XX-754/2	4	48,08	—	23,83	0,82	1,89	0,32	0,64	2,37	8,98	0,93	4,62	0,78	0,04	4,70	3,26	1,98	99,28
18	XX-766	5	49,40	0,04	29,08	0,18	0,03	0,04	0,04	0,18	10,82	0,67	3,62	0,16	0,92	4,60	2,16	1,93	100,01
19	XX-725/40	5	50,46	0,05	25,39	0,12	—	0,02	—	0,32	9,72	0,81	5,03	0,83	0,48	8,20	1,45	3,45	99,43
20	XX-804/4	3	41,49	2,14	22,22	1,84	9,62	0,08	3,89	0,54	10,11	0,62	2,28	0,92	0,05	4,40	1,31	1,85	99,66
21	XX-5	3	41,90	1,75	22,43	0,54	10,77	0,13	4,58	0,26	8,56	0,56	2,21	1,07	0,09	5,25	2,00	2,21	99,89
22	XX-6	3	47,46	1,20	22,75	0,11	6,80	0,22	2,91	0,04	9,32	0,43	2,67	0,89	0,09	4,15	2,60	1,75	99,89

Примечание. 5 — онковин, 1, 2, 8, 11, 13, 15, 17, 18, 19 — слюда белого цвета, 4, 9, 10, 12, 14, 16 — слюда розового цвета, 12 и 13 — слюда из кварц-лепидолитового грейзена, 20—22 — экзоконтактная зона пегматита. Пары слюд: 2—3, 12—13, 14—15, 16—17, 18—19.

Химический состав слюд из щелочных пород МНР (вес. %)

№ п/п	Номер образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	H ₂ O	F	Σ
1	Бу-890	Аляскиты	38,47	2,80	13,03	18,46	10,42	0,55	2,46	0,45	0,51	6,40	0,13	0,30	0,04	5,89	0,65	100,29
2	Бу-880	»	35,83	3,47	14,04	12,17	19,76	0,51	3,25	0,88	0,09	6,50	0,40	0,26	0,01	2,90	1,16	100,76
3	Бу-875	»	36,33	4,40	13,28	12,94	18,05	0,28	1,39	0,23	0,44	7,66	0,20	0,18	0,02	4,39	0,58	100,13
4	Бу-877	»	37,30	3,18	12,78	8,41	21,24	0,51	2,72	0,20	0,45	7,83	0,15	0,25	0,02	4,00	0,95	99,59
5	Бу-886	»	37,58	2,40	11,53	19,42	12,03	0,55	2,42	0,45	0,31	7,79	0,21	0,32	0,05	4,61	0,72	100,09
6	Бу-868а	Пегматиты	35,60	2,50	17,32	0,34	27,00	0,21	0,50	1,57	0,82	8,24	1,61	0,50	0,00	1,47	3,15	99,50
7	Бу-868б	»	43,68	—	17,66	0,20	14,34	0,89	0,38	1,92	0,90	10,95	2,60	0,84	0,01	1,28	6,20	99,24
8	СШБ-1362	Щелочной гранит	36,96	2,82	8,37	16,42	20,10	0,54	0,70	1,05	0,32	7,92	0,40	0,25	0,00	2,90	0,95	99,30
9	СШБ-1362а	»	38,82	2,42	9,25	17,03	20,34	0,47	0,48	0,27	0,12	7,51	0,34	0,28	0,02	2,20	0,75	99,98
10	БО-1858	Аляскит	35,80	3,68	14,52	4,87	21,10	0,47	6,14	1,24	0,62	7,83	0,08	0,09	0,00	3,49	0,80	100,39
11	Ч-1860	»	38,89	2,52	13,37	3,42	11,49	1,79	14,42	0,59	0,71	8,40	0,09	0,09	0,00	3,18	2,00	100,12
12	Ч-1862	»	39,04	2,60	13,37	3,53	11,76	1,40	14,48	0,25	0,92	8,74	0,26	0,09	0,00	2,68	2,30	100,45
13	Ч-928	»	39,85	2,40	13,68	6,52	10,33	0,58	12,38	0,34	0,93	8,08	0,19	0,24	0,01	3,08	3,05	100,38
14	Ч-924	»	38,94	2,78	13,79	2,82	12,66	1,67	13,91	0,20	0,69	8,40	0,26	0,11	0,00	2,48	3,20	100,56
15	Л-1363б	Пефелиновый сиенит	35,64	3,00	13,10	8,00	16,97	0,19	9,70	0,70	1,00	8,91	0,28	0,08	0,02	1,00	3,50	100,62
16	Л-1258б	»	34,64	2,98	14,56	3,13	23,34	0,35	5,45	1,22	0,89	9,10	0,22	0,12	0,03	1,80	3,00	99,57
17	Л-1372а	Псевдолейцитит	32,54	2,44	18,92	3,71	23,33	0,07	5,16	1,05	0,73	8,18	0,07	0,10	0,01	2,60	1,50	99,78
18	Л-1372б	»	42,20	0,24	36,43	1,38	0,45	0,01	0,43	0,20	0,68	11,40	0,18	0,45	0,01	5,79	0,28	99,71
19	Л-1367б	Эндоконтакт сиенита	34,66	2,44	20,02	3,00	17,39	0,08	8,90	0,70	1,16	8,52	0,08	0,04	0,01	1,40	3,00	100,14
20	Л-1367в	»	32,35	0,70	20,02	2,73	24,41	0,14	4,70	0,52	1,16	9,17	0,07	0,04	0,01	2,50	1,50	99,39
21	Л-1369	Измененный сиенит	43,30	0,38	35,48	1,72	0,35	0,02	0,43	0,07	0,37	11,34	0,06	0,16	0,05	5,98	0,30	99,58
22	Л-1365б	Тингуаит	36,41	4,32	14,56	6,99	12,20	0,63	8,60	4,37	0,87	7,42	0,03	0,04	0,01	2,00	2,50	99,90
23	Л-1416	Карбонатит	41,43	2,16	9,62	5,90	7,48	1,11	15,26	0,35	1,17	9,87	0,72	0,09	0,01	2,60	2,70	99,33
24	Л-1420	Фенит	36,60	3,60	16,69	0,28	20,83	1,37	7,18	0,11	0,30	9,21	0,18	0,07	0,00	2,00	2,30	99,75

Примечание. Сумма дана за вычетом пересчета на фтор. Массивы: 1—7 — Байн-Уланский, 8—9 — Борун-Богдинский, 10 — Бороундурский, 11—14 — Чойренский, 15—24 — Лугингольский. Пары слюд: 17—18, 19—20. Аналитики Л. И. Матвеева (1—14, 23, 24), С. А. Юрченко (15—22).

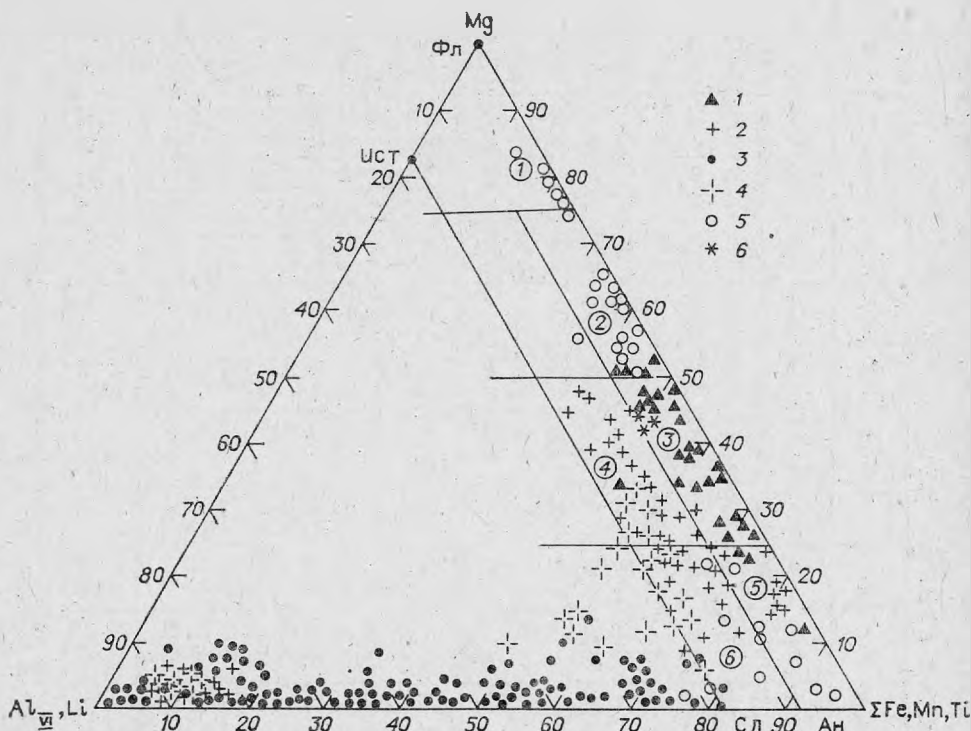


Рис. 23. Диаграмма составов слюд.

Слюды: 1 — гранодиорит-гранитного типа, 2 — стандартных гранитов, 3 — гранитоидов литий-фтористого типа, 4 — гранитоидов В—Ве подтипа, 5 — щелочных пород, 6 — ксенокристы слюды из глубинных включений в базальтах.

Цифры в кружках — поля составов: 1 — флогопиты, 2 — железистые флогопиты, 3 — магнезиальные анциты, 4 — магнезиальные сидерофиллиты, 5 — анциты, 6 — сидерофиллиты.

чается общая тенденция увеличения глиноземистости при значительных вариациях магнезиальности.

Бор-бериллиевый подтип гранитоидов. Поле составов биотитов из гранитов этого подтипа располагается между полями слюд стандартного типа и сидерофиллит-протолитионитами литий-фтористого типа (см. рис. 22). От биотитов стандартного типа слюды из гранитов отличаются большей глиноземистостью и меньшей магнезиальностью и в поздних породах по составу являются промежуточными между сидерофиллитом и протолитионитом. В слюдах двуслюдяных гранитов и пегматитов при переходе от ранних пород к поздним наблюдаются уменьшение содержания магния и увеличение концентраций алюминия, железа, редких щелочей и фтора (табл. 15). В наиболее дифференцированных пегматитах образуются слюды лепидолитового состава [Владыкин, Антипин, 1976].

Редкие элементы в слюдах

Сложность химического состава и структуры слюд, возможность их кристаллизации в различной химической и термодинамической обстановке приводит к накоплению в слюдах различных редких элементов. Концентрации этих элементов четко реагируют на условия, в которых слюды образовались. Слюды выступают как концентраторы свинца, олова, цинка, бериллия, ниобия, тантала, гафния, лития, рубидия, цезия и других элементов [Легейдо, 1972; Петров, 1969; Ляхович, 1972], а в ранних породах — и в роли главных носителей этих редких элементов. Средние содержания редких элементов в слюдах различных массивов гранитоидов

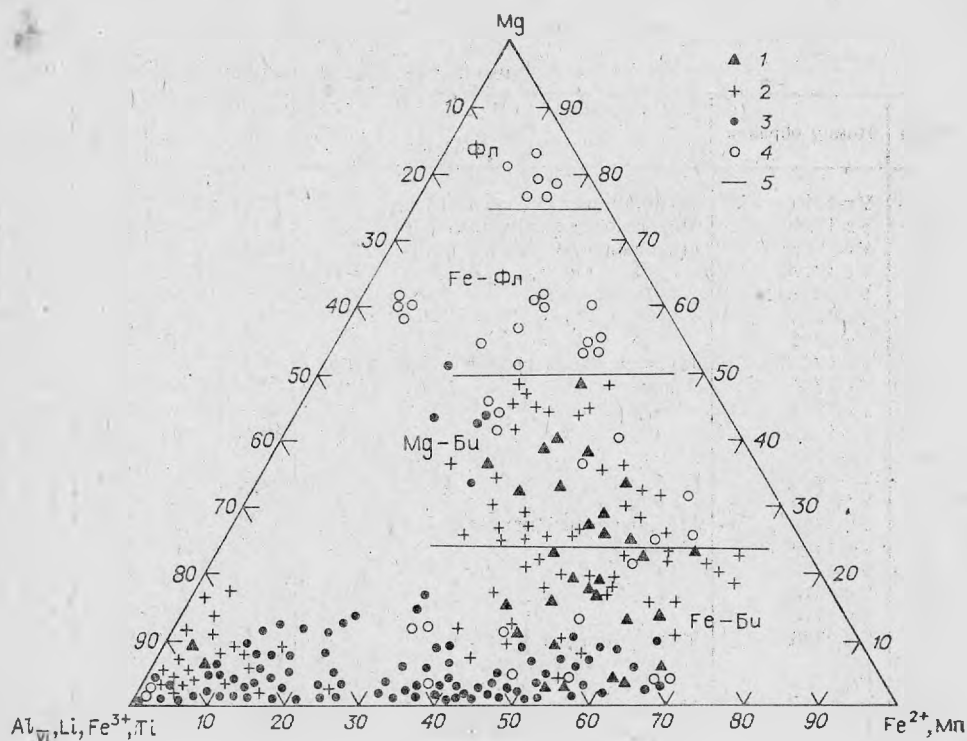


Рис. 24. Диаграмма составов слюд.

Слюды: 1 — гранодиорит-гранитного типа, 2 — стандартного типа, 3 — литий-фтористого типа, 4 — щелочных пород, 5 — условные границы составов.

приведены в табл. 16, а в различных геохимических типах — в табл. 17. Рассмотрим поведение отдельных элементов в слюдах.

Бериллий. Коэффициент концентрации (КК) бериллия в слюдах литий-фтористых гранитов — 2—9. Концентрации бериллия в слюдах ранних аляскинтов литий-фтористого типа близки к средним значениям [Ляхович, 1972], а в поздних альбит-лепидолитовых гранитах возрастает в 3—5 раз. Притом в светлых слюдах двуслюдяных парагенезисов бериллия больше, чем в темных. Концентрации бериллия в слюдах бор-бериллиевых гранитов близки к таковым в литий-фтористых гранитах и в 2—

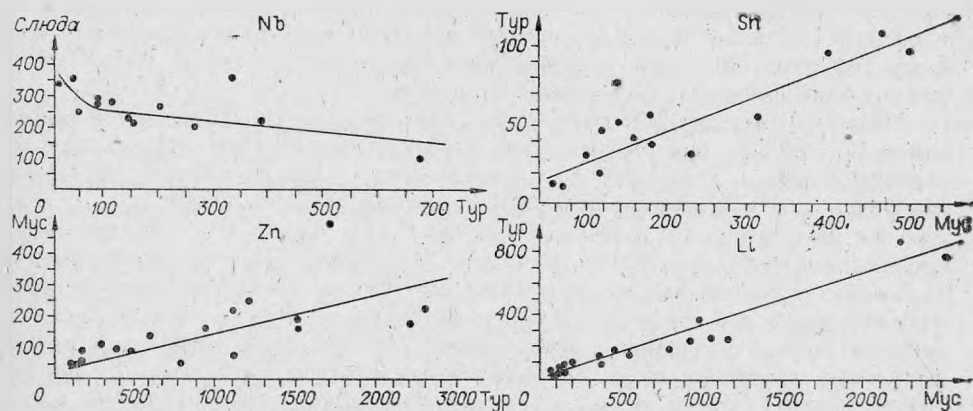


Рис. 25. Распределение ниобия, цинка, олова и лития (г/г) между сосуществующими слюдами и турмалинами.

Химический состав слюд из гранитоидов В-Ве

№ п/п	Номер образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	Ух-1719	Гранодиорит с Амф и Тур	38,00	5,24	12,84	1,27
2	Ух-1721	Порфиroidный гранит	37,78	3,36	16,08	1,60
3	Ух-1717а	Двуслюдяной гранит	46,53	0,58	31,12	1,44
4	Ух-17176	» »	40,48	2,54	21,15	1,47
5	Ух-1718а	» »	46,93	0,58	33,72	1,28
6	Ух-17186	» »	39,44	2,54	19,73	1,16
7	Ух-1711	» »	37,36	3,67	17,75	1,33
8	Ух-17226	Мусковитовый гранит с Тур и Гр	37,80	2,61	19,58	1,43
9	Ух-1722а	То же	46,27	0,48	33,07	0,80
10	Ух-17236	»	39,44	3,00	19,21	0,88
11	Ух-1723а	»	46,58	0,75	33,45	1,26
12	Ух-1727	»	45,62	0,24	35,39	1,22
13	Ух-1725	»	45,12	0,50	35,61	1,09
14	Ух-1710	»	45,29	0,41	33,22	0,84
15	Ух-1707	Мусковитовый пегматит с Гр	45,27	0,24	34,90	0,41
16	Ух-1709	То же	45,97	0,20	34,42	0,87
17	Ух-1712	»	45,97	0,30	33,64	1,00
18	Ух-1715	»	46,58	0,17	34,30	0,71
19	Ух-1716	»	47,33	0,31	34,15	1,00
20	Ух-1726	Турмалиновый грейзен	46,23	0,43	33,31	1,52
21	1761	Биотитовый гранит	37,36	3,35	16,14	5,29
22	1762	»	37,29	4,40	15,57	5,74
23	1767	Мусковитовый пегматит	45,32	0,05	30,57	5,36
24	1768	Мусковитовый пегматит с Гр и Тур	45,12	0,50	30,87	2,84
25	1769	Лепидолитовый пегматит	50,42	0,25	22,90	0,03

Примечание. Сумма за вычетом пересчета на фтор. Массивы. Район Хуху-Улы: 1—район Уччула; 21—22 — Убур-Уччульский, 23—25 — пегматитовое поле Уччул. Аналитик

5 раз выше, чем в слюдах стандартных гранитов. В слюдах рудоносных стандартных гранитов бериллия в 2 раза больше, чем в безрудных.

Свинец. В слюдах литий-фтористых гранитов КК свинца — 1,5—2. Наивысшие его концентрации фиксируются в слюдах онгонитов, а наименьшие — в слюдах пегматитов. Наблюдается рост концентрации свинца в слюдах в процессе грейзенизации. В слюдах бор-бериллиевых гранитоидов содержания свинца близки к средним значениям для слюд гранитов [Ляхович, 1972], в слюдах щелочных аляскитов Чойренской группы они ниже, а в слюдах Баян-Улана на порядок выше этих средних значений. В биотитах рудоносных стандартных гранитов концентрации свинца в 1,5 выше, чем в безрудных и близки к таковым в литий-фтористых гранитах. К более поздним породам во всех типах наблюдается возрастание концентраций свинца в слюдах.

Олово. В слюдах КК олова варьирует от 2 до 20, на их долю приходится 20—80% олова гранитоидов. Наблюдается прямая корреляция содержания олова (рис. 25) в существующих слюдах и турмалинах, что говорит в пользу изоморфного вхождения олова в эти минералы. В слюдах литий-фтористых гранитов концентрации олова в 3—4 раза выше средних значений для слюд гранитов [Ляхович, 1972], в слюдах щелочных аляскитов они близки или ниже средних значений. В двуслюдяных парагепезисах из гранитов бор-бериллиевого подтипа олово в большей степени концентрируется в светлых мусковитах (в 2 раза), а в литий-фтористых гранитах, напротив, — в темных слюдах. В темных слюдах литий-фтористых гранитов наблюдается возрастание концентраций олова к более поздним породам.

Цинк. В слюдах КК цинка равны 10—50 и в балансе на их долю приходится 40—90% цинка гранитоидов. Наблюдается прямая корреля-

подтипа стандартного геохимического типа

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	H ₂ O	F	Σ
19,04	0,36	10,98	0,87	0,96	7,90	0,08	0,05	—	2,10	0,80	100,15
18,14	0,57	8,51	0,98	0,77	8,75	0,13	0,09	0,004	2,20	0,87	99,47
2,60	0,12	0,82	0,74	0,74	9,74	0,48	0,15	0,010	4,50	0,97	100,13
16,52	0,68	1,91	0,07	0,81	7,89	0,96	0,25	—	4,00	1,35	99,51
1,35	0,04	0,62	0,02	0,43	10,04	0,17	0,06	0,001	4,60	0,50	100,13
19,39	0,70	2,91	0,03	1,11	7,76	0,69	0,27	0,03	3,30	1,05	99,67
19,75	0,46	6,44	0,12	0,93	9,35	0,36	0,11	0,010	1,40	1,05	99,65
21,55	1,21	2,06	0,06	1,11	8,75	0,53	0,25	0,100	2,00	1,35	99,79
2,60	0,08	0,70	—	0,44	9,84	0,23	0,13	0,015	4,30	1,07	99,57
19,22	1,15	3,58	0,18	0,24	7,47	0,20	0,23	0,07	4,05	1,35	99,70
1,87	0,08	1,02	0,03	0,58	9,49	0,10	0,15	0,016	4,25	0,75	100,06
1,17	0,06	0,34	0,74	0,70	10,18	0,03	0,12	0,003	4,55	0,07	100,40
0,81	0,04	1,01	0,76	0,65	10,24	0,02	0,08	—	4,33	0,27	100,42
2,25	0,09	0,64	0,54	0,60	10,33	0,25	0,17	0,03	4,53	0,92	99,72
3,14	0,04	0,15	0,04	0,58	10,08	0,16	0,25	0,007	4,25	1,05	100,12
1,80	0,06	0,34	0,02	0,58	10,27	0,10	0,21	0,010	4,50	0,32	99,54
2,42	0,21	0,34	0,26	0,60	9,86	0,21	0,41	0,023	4,20	1,32	100,21
1,53	0,09	0,88	0,03	0,47	9,96	0,22	0,11	0,010	4,55	0,72	100,02
1,35	0,06	0,70	0,03	0,65	10,05	0,12	0,12	0,017	4,25	0,50	100,50
2,07	0,05	0,43	0,08	0,29	10,74	0,04	0,11	0,02	4,45	0,32	99,93
19,39	1,21	4,00	0,09	1,04	9,03	0,27	0,19	0,002	1,80	0,90	99,68
18,86	1,21	3,82	0,10	0,84	9,03	0,24	0,19	0,001	1,80	1,05	99,70
0,99	0,18	1,23	0,02	0,63	10,22	0,12	0,30	0,016	4,25	0,82	100,33
2,96	0,32	0,34	0,01	0,56	9,96	0,48	0,53	0,065	4,35	1,80	99,91
—	2,14	—	0,10	0,48	10,49	5,25	1,19	0,40	2,20	6,40	99,55

Холойн-Хундейский, 2 — Ухур-Нурский, 3—6 — Дурулгуевский, 7—13, 20 — Хуху-Улинский, В. И. Мордвинова.

ция содержаний цинка в сосуществующих слюдах и турмалинах (см. рис. 25), что говорит о изоморфном вхождении цинка в слюды. В слюдах литий-фтористых гранитов концентрации цинка на порядок выше средних содержаний для слюд гранитоидов [Ляхович, 1972], в слюдах бор-бериллиевого подтипа нерудных стандартных гранитов и Чойренских аляскитов близки к средним, а в слюдах рудоносных стандартных гранитов и аляскитов Баян-Улана в 2—3 раза выше этих средних значений. В темных слюдах литий-фтористых гранитов концентрации цинка возрастают к более поздним образованиям, а в двуслюдяных парагенезисах этих пород цинк в большей степени накапливается в темных слюдах. В светлых слюдах онгонитов и альбит-лепидолитовых гранитов содержания цинка близки и в 20 раз выше, чем в лепидолитах пегматитов.

Барий и стронций. В слюдах литий-фтористых гранитов КК бария и стронция близок к 1. В отношении к средним содержаниям этих элементов в слюдах гранитоидов [Ляхович, 1972] концентрации их в слюдах литий-фтористых гранитов на три порядка ниже при отношении бария к стронцию, близкому к 1. В мусковитах грейзенов концентрации этих элементов резко возрастают, а их отношение увеличивается до 6—7.

Ниобий. Ниобий концентрируется в слюдах [Знаменский и др. 1964]. В слюдах литий-фтористых гранитов КК ниобия понижается в ранних аляскитах от 30 через амазонитовые граниты до 10 и к поздним альбит-лепидолитовым гранитам до 2. Понижение КК, вероятно, связано с появлением собственной фазы танталониобатов и увеличением ее содержания. По сравнению со средними концентрациями ниобия в слюдах гранитоидов [Ляхович, 1972] в слюдах литий-фтористых гранитов ниобия в 3—5 раз больше, а в биотитах рудоносных стандартных гранитов в 2 раза;

Средние содержания редких элементов (г/т)

№ п/п	Порода	Кол-во проб	Be	Pb	Sn	Zn	Ba	Sr
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Массивы линий-фтористо

Жанчивланский массив

Жанчивлан

1	Резкопорфировидные граниты	2	Не опр.	27	305	390	Не опр.	Не опр.
2	Среднезернистые (стандартные) граниты	3	»	38	460	1410	»	»
3	Литий-фтористые аляскиты	9	7,2	47	420	1430	38	22

Улан-Буриту

4	Цвиттеры	2	Не опр.	20	200	670	Не опр.	Не опр.
5	Мусковитовые грейзены	3	»	52	820	90	220	»

Бурал-Хангай

6	Микроклин-альбитовые аляскиты	2	9,1	80	240	1200	Не опр.	Не опр.
7	»	2	19	56	400	900	23	23
8	Пегматоиды в аляскитах	2	Не опр.	60	360	2460	Не опр.	Не опр.
9	Амазонитовые граниты	3	26	45	240	3000	»	»
10	»	2	27	58	200	2400	»	»
11	Пегматоиды в амазонитовых гранитах	2	Не опр.	36	260	3100	»	»
12	Альбит-лепидолитовые граниты	1	»	28	970	4000	80	21

Урту-Годзогор

13	Альбит-лепидолитовые граниты	9	45	34	200	1760	19	27
14	Кварц-лепидолитовые грейзены	6	Не опр.	28	230	1930	18	23
15	Альбититы (с. сл.)	2	»	21	145	700	20	23

Абдарский массив

16	Микроклин-альбитовые аляскиты	4	32	70	630	2900	Не опр.	Не опр.
17	Амазонит-альбитовые аляскиты	4	Не опр.	140	440	6900	»	»
18	Амазонит-альбитовые аляскиты	3	41	92	540	3200	22	20
19	Жильные амазонитовые аляскиты	2	Не опр.	80	750	2500	125	13
20	Амазонитовые пегматоиды	2	20	95	500	4100	30	28
21	»	1	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4300	Не опр.	Не опр.

Восточный Борун-Цогтинский массив

22	Биотитовые аляскиты	1	Не опр.	77	92	3000	Не опр.	Не опр.
23	Микроклин-альбитовые аляскиты	3	7	87	220	1825	»	»
24	Амазонит-альбитовые аляскиты	3	29	55	260	2450	»	»
25	Амазонитовые пегматоиды	2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»
26	»	1	»	64	460	1300	»	»

Западный Борун-Цогтинский массив

27	Биотитовые граниты	1	Не опр.	70	160	720	Не опр.	Не опр.
----	--------------------	---	------------	----	-----	-----	------------	------------

в слюдах редкометалльных гранитоидов

Nb	Ta	Zr	Hf	Li	Rb	Cs	F	K/Rb	Nb/Ta	Zr/Hf	Ba/Sr
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21

го геохимического типа

<i>Жанчивланский массив</i>											
Жанчивлан											
185	57	155	64	1 230	1500	100	9 400	49	3,2	2,4	—
220	61	260	60	1 570	1530	306	1 200	50	3,6	4,3	—
510	87	185	53	4 814	3618	267	25 500	23	5,9	3,5	1,7
Улан-Буриту											
70	17	25	1,2	6 000	3700	630	38 400	22	4,1	21	—
17	He опр.	He опр.	He опр.	470	1430	125	14 200	61	—	—	13
Бурал-Хангай											
424	79	86	20	6 624	4816	133	32 000	14	5,4	2,9	—
410	85	90	28	3 670	3875	138	37 000	22	4,8	3,2	1,0
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	5 950	6150	250	30 000	13	—	—	—
270	53	75	58	8 750	4925	265	42 500	16	5,1	1,3	—
720	120	130	83	11 690	6060	500	53 000	12	6,0	1,6	—
360	74	96	8	9 545	6126	310	43 000	12	4,7	12	—
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	16 040	6100	440	60 500	13	—	—	3,8
Урту-Годзогор											
177	100	49	24	23 000	9760	149	63 000	9	1,8	2,0	0,7
73	56	40	25	24 825	9533	148	70 000	9	1,3	1,6	0,8
156	130	33	46	18 650	8250	166	64 000	9	1,2	0,7	0,9
<i>Абдарский массив</i>											
902	116	160	37	12 450	5630	207	54 000	14	7,8	4,3	—
682	92	342	35	9 300	6200	294	48 000	12	7,4	9,8	—
553	107	206	43	14 200	6330	218	56 000	12	5,2	4,8	1,1
2200	440	340	He опр.	11 600	3850	350	23 000	38	5,0	—	9,8
725	91	320	77	10 500	5650	460	44 000	14	8,0	4,1	1,1
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	8 790	6000	189	40 000	14	—	—	—
<i>Восточный Борун-Цогтинский массив</i>											
1600	60	160	8	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	—	27	20	—
620	105	220	52	2 735	2750	198	22 500	26	5,9	4,9	—
420	111	316	32	6 620	4340	420	34 000	20	3,8	9,9	—
250	66	160	35	3 550	3400	220	33 100	20	3,8	4,6	—
230	170	48	24	3 000	2650	220	26 000	24	1,4	2,0	—
<i>Западный Борун-Цогтинский массив</i>											
460	46	380	12	3 120	2660	380	19 000	29	10	32	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9
28	Амазонитовые граниты (экзо- контакт)	1	He опр.	100	140	600	He опр.	He опр.
29	Амазонитовые граниты (эндо- контакт)	1	»	He опр.	He опр.	He опр.	»	»
30	Амазонитовые граниты	1	»	56	62	530	»	»
31	Амазонитовые граниты, слабо грейзенизированные	1	»	He опр.	400	He опр.	25	14
32	Грейзен по амазонитовому гра- ниту	1	»	»	340	He опр.	110	18
33	Слюдиты (внутренняя зона грей- зена)	1	15	240	420	130	170	13
34	Кварц-вольфрамитовая жила	1	He опр.	He опр.	180	He опр.	800	100

Багазрынский массив

35	Крупнозернистые аляскиты	2	5,7	40	152	680	He опр.	He опр.
36	Мелкозернистые аляскиты	8	6,0	58	124	1160	»	»
37	Амазонитовые пегматоиды	1	He опр.	38	210	660	»	»
38	Онгониты	5	12	214	1513	271	85	47
39	Цвиттеры	17	6,3	25	260	600	He опр.	He опр.
40	Кварц-топазовые грейзены	1	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	»	»
41	Мусковитовые грейзены	1	6,3	12	900	140	67	24

Западный Юдугунский массив

42	Крупнозернистые аляскиты	1	25	70	300	1500	He опр.	He опр.
43	Микроклин-альбитовые аляски- ты	4	15	49	285	2349	»	»
44	Амазонит-альбитовые аляскиты	5	26	90	230	5000	»	»

Восточный Юдугунский массив

45	Диориты	2	0,9	16	8	360	He опр.	He опр.
46	Амфибол-биотитовые граниты (стандартный)	6	3,2	59	57	370	»	»
47	Литий-фтористые аляскиты	1	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	»	»
48	Жильные амазонитовые граниты	1	»	110	310	7200	»	»

Онгон-Хайрханский массив

49	Биотитовые граниты	4	2,0	47	175	1750	He опр.	He опр.
50	Жильные биотитовые граниты	1	3,4	63	90	1700	»	»
51	Жильные амазонитовые граниты	2	He опр.	31	800	1780	57	14
52	Онгониты	11	27	125	1087	1527	23	22
53	Грейзенизированные онгониты	3	19	271	1090	290	305	52
54	Кварц-топазовые грейзены	2	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	480	44

Пегматитовое поле Хух-Дель-Улы

55	Шерл-мусковит-альбитовые пег- матиты (мусковиты)	2	35	9	960	190	He опр.	He опр.
56	Шерл-мусковит-альбитовые пег- матиты (лепидолиты)	1	67	8	200	38	»	»
57	Шерл-мусковит-альбитовые пег- матиты (онкозиты)	1	38	10	9	40	He опр.	He опр.

Продолжение табл. 16

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
705	212	70	4	5 770	6750	750	33 000	11	3,3	17	—
85	48	60	1	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,8	60	—
160	49	72	8	6 510	8000	300	35 000	10	3,3	9	—
210	120	130	20	1 580	4960	200	22 200	18	1,7	6,5	1,8
69	60	40	6	232	2390	80	33 400	39	1,1	7	6,1
110	40	340	10	325	2130	60	12 000	41	2,7	34	13
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1 260	2160	130	17 000	38	—	—	8

Багаазрынский массив

60	30	300	10	2 485	2430	200	25 000	31	3	30	—
648	96	375	11	3 800	2930	330	32 000	31	6,7	34	—
600	275	20	2	5 950	4770	200	50 000	17	2,2	10	—
665	324	Не опр.	Не опр.	12 080	5854	150	39 000	9	2,0	—	1,8
248	44	212	7,7	3 610	3050	176	31 000	25	5,6	27	—
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2 420	2540	240	22 000	25	—	—	—
»	»	»	»	420	1930	Не опр.	17 000	42	—	—	—

Западный Юдугинский массив

Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—
»	»	»	»	6 660	6190	314	54 000	13	—	—	—
815	140	70	4	9 025	7300	424	53 000	11	5,8	17	—

Восточный Юдугинский массив

Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	105	440	Не опр.	1 800	155	—	—	—
150	5	250	6	530	970	40	10 400	73	30	42	—
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3 070	2570	480	15 000	28	—	—	—
984	59	246	15	2 604	7250	500	24 500	11	16,7	16	—

Онгон-Хайрханский массив

66	3	100	3	1 660	1037	96	19 000	63	22	36	—
60	1,2	165	2,2	1 600	1120	84	22 000	50	50	75	—
348	190	Не опр.	Не опр.	6 814	9130	1710	31 000	9	1,8	—	4
289	182	»	»	10 266	9898	378	51 000	8	1,6	—	1
214	147	»	»	4 900	5840	205	25 000	14	1,4	—	5,8
Не опр.	Не опр.	»	»	2 395	3165	129	34 000	29	—	—	11

Пегматитовое поле Хух-Дель-Улы

218	19,4	15	1,2	3 400	3600	250	12 000	23	11	12	—
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	19 600	8500	2100	62 500	10	—	—	—
20	6,2	7	0,6	300	3400	400	7 200	26	3	12	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9
58	Топаз-микроклин-лепидолит-альбитовые пегматиты (лепидолиты)	4	13	7	240	220	Не опр.	Не опр.
59	Топаз-микроклин-лепидолит-альбитовые пегматиты (онкозиты)	1	5	9	96	20	»	»
60	Топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты (лепидолиты)	19	30	8	240	40	»	»
61	Топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты (онкозиты)	1	25	9	100	20	»	»
62	Кварц-лепидолитовые грейзены	2	12	9	240	33	»	»

Югодзырский массив

63	Крупнозернистые биотитовые граниты (ранние)	3	Не опр.	Не опр.	44	Не опр.	Не опр.	Не опр.
64	Среднезернистые биотитовые граниты (стандартный тип)	3	2,6	126	74	2600	»	»
65	Крупнозернистые граниты (литий-фтористый тип)	5	11	43	190	1700	26	12
66	Аляскиты (литий-фтористый тип)	3	Не опр.	34	350	3000	Не опр.	Не опр.
67	Амазонитовые граниты (литий-фтористый тип)	4	12	30	750	3900	»	»
68	Жильные биотитовые гранит-порфиры	1	Не опр.	Не опр.	240	Не опр.	»	»
69	Пегматоиды с мусковитом в гранит-порфирах	1	»	»	210	»	»	»
70	Мусковитовые грейзены	7	45	74	440	240	100	26

Массивы В—Ве подтипа стандартно

Унчжувский массив и пегматитовое поле

71	Биотитовые граниты	4	4	60	370	820	Не опр.	Не опр.
72	Мусковит-олигоклаз-ортоклазовые пегматиты	3	36	21	700	570	»	»
73	Мусковит-микроклин-альбитовые пегматиты	1		20	400	1000	»	»
74	Лепидолит-альбитовые пегматиты	4	35	16	190	580	»	»

Хадасанский массив

75	Биотитовые граниты массива	6	2	15	90	780	Не опр.	Не опр.
76	Жильные граниты (биотиты)	2	25	13	65	40	»	»
77	Жильные граниты (мусковиты)	4	16	10	93	55	»	»

Хуху-Улинская группа массивов и Бэрхинское пегматитовое поле

78	Двуслюдяные граниты, Дурулгуевский массив (биотит)	2	4	12	190	250		
79	То же (мусковиты)	2	29	10	98	1350		
80	Жильные граниты Бэрхинского поля (биотиты)	1	Не опр.	7	110	540	Не опр.	Не опр.
81	Жильные граниты Бэрхинского поля (мусковит)	3	»	35	280	150	»	»
82	Мусковитовые пегматиты	6	»	6	290	180	»	»
83	Гранодиориты, Хуху-Улинский массив	3	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»
84	Биотитовый гранит, Ухувурский массив	2	»	»	»	»	»	»
85	Жильные турмалиновые граниты. Яргайтский массив (биотиты)	3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
86	Жильные турмалиновые граниты, Яргайтский массив (мусковит)	6	»	6	156	120	»	»
87	Мусковит-турмалиновые пегматиты	2	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Продолжение табл. 16

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
132	52	9	0,6	16 900	7830	1300	64 000	11	15	32	—
He опр. 215	He опр. 29	He опр. 14	He опр. 2	1 000	3100	He опр. 1140	7 000	30	—	—	—
He опр. »	He опр. »	He опр. »	He опр. »	19 400	7000	400	7 020	12	7	7	—
				2 900	2500	He опр.	He опр.	37	—	—	—
				17 000	8400	2200	53 000	10	—	—	—
<i>Югодзырьский массив</i>											
90	4,1	109	4,8	233	715	85	3 800	97	22	23	—
40	2,4	161	6	5 000	930	117	15 000	59	17	27	—
He опр. 795	He опр. 40	He опр. 248	He опр. 11	2 060	1620	161	19 200	41	—	—	2,1
560	51	106	8,8	9 460	6020	560	53 000	12	11	12	—
514	68	245	11	5 450	3110	450	20 500	22	8	22	—
He опр. 68	He опр. 23	He опр. 12	He опр. 2,3	890	3150	233	18 000	22	—	—	—
				990	2800	270	17 000	38	3	5	3,8

го геохимического типа

Унцжувский массив и пегматитовое поле

469	29	603	16	1 400	1 580	72	8 300	45	16	38	—
He опр. »	He опр. »	He опр. »	He опр. »	350	2 800	155	4 800	32	—	—	—
60	72	19	4,3	2 230	4 860	650	16 000	17	—	—	—
				24 980	10 390	3475	66 000	8	0,8	4	—

Хадасанский массив

He опр. »	He опр. »	He опр. »	He опр. »	4 000	1 060	He опр. »	12 000	70	—	—	—
»	»	»	»	300	780	»	20 000	96	—	—	—
»	»	»	»	96	790	»	10 000	85	—	—	—

Хулу-Улинская группа массивов и Бэрхинское пегматитовое поле

540	90	97,5	3	3 840	2380	150	12 000	27	6	30	—
165	38	75	2	1 510	980	55	7 400	99	4	37	—
166	10	229	8	1 670	10 000	100	14 000	77	17	29	—
277	40	50	4	1 160	1 560	270	9 200	55	7	13	—
262	54	26	2	820	2 020	170	8 000	52	5	14	—
116	7	241	9	320	680	65	9 000	106	10	27	—
113	14	191	8	420	640	30	6 000	88	9	25	—
He опр. 379	He опр. 45	He опр. 72	He опр. 2,5	1 970	1 870	730	12 600	33	—	—	—
				540	1 248	210	7 100	73	8	29	—
317	55	53	2,5	260	1 540	105	5 100	60	6	11	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9
---	---	---	---	---	---	---	---	---

Массивы щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов

88	Моношпатовые граниты, Чойренский массив	5	Не опр.	10	3,6	355	Не опр.	Не опр.
----	---	---	------------	----	-----	-----	------------	------------

Баян-Уланский массив

89	Моношпатовые граниты	5	7,7	160	54	2040	Не опр.	Не опр.
90	Пегматиты (уинивальдиты)	1	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»
91	Пегматиты (биотиты)	3	»	»	»	»	»	»
92	Щелочные граниты, Борун-Богдинский массив	1	»	210	253	1870	»	»

Хан-Богдинский массив

93	Щелочногранитные пегматиты (политиониты)	2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
----	--	---	------------	------------	------------	------------	------------	------------

Мушугай-Худукский карбонатитовый комплекс

94	Лавы трахитов и меланофелинитов	5	1,0	50	37	300	16 000	900
95	Щелочные сиениты	5	2,1	11	2,0	530	6 200	240
96	Апатит-магнетитовые породы	5	4,9	30	10	600	2 800	500

Район Чулуту-Гол

97	Ксенокристы слюды в щелочном базальте	3	0,2	8	4	290	4200	280
----	---------------------------------------	---	-----	---	---	-----	------	-----

Лугингольский массив

98	Биотит-феррогастингситовые нефелиновые сиениты	3	8	48	11	760	Не опр.	Не опр.
99	Измененные сиениты (мусковиты)	2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
100	Жильный нефелиновый сиенит	1	»	150	21	1500	»	»
101	Жильный тингуант	1	»	55	9	760	»	»
102	Фениты	1	»	87	43	320	»	»
103	Карбонатиты	1	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»

Массивы гранитов стандартного геохимического типа

Ихэ-Хайрганский массив

104	Биотитовые граниты	5	Не опр.	50	140	1220	Не опр.	Не опр.
105	Биотитовые граниты	2	»	29	90	1080	»	»

Модотинский массив

106	Амфибол-биотитовые граниты	1	1,4	25	45	710	Не опр.	Не опр.
107	Порфиroidные биотитовые граниты	1	1,8	90	150	800	»	»
108	Жильные биотитовые граниты	1	Не опр.	48	30	840	»	»
109	Грейзенизированные граниты (мусковиты)	1	2,6	430	90	870	»	»
110	Пегматиты (мусковиты)	1	Не опр.	23	100	80	»	»

Горихинский массив

111	Биотитовые граниты	7	8	38	62	510	Не опр.	Не опр.
-----	--------------------	---	---	----	----	-----	------------	------------

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Массивы щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов											
70	1,6	93	2,7	245	1 150	24	26 000	70	44	34	—
<i>Баян-Уланский массив</i>											
756	16	5275	120	1 010	2 400	285	8 100	24	48	44	—
He опр. 400	He опр. 14	He опр. 140	He опр. 7,5	12 170	7 700	140	62 000	11	—	—	—
870	15	320	14	1 860	He опр. 2 290	He опр. 250	He опр. 9 500	—	—	—	—
<i>Хан-Бсздинский массив</i>											
6340	46	98	4	32 325	2 110	15	82 500	46	138	24	—
<i>Мушугай-Худукский карбонатитовый комплекс</i>											
28	3,1	150	6,5	129	200	10	23 600	373	9	23	18
36	2,0	94	4,2	640	670	31	1 800	127	18	22	26
65	3,0	44	2,8	850	700	21	43 000	122	22	16	6
<i>Район Чулуту-Гол</i>											
15	6,2	45	3,5	10	150	4	1 300	532	3,4	13	15
<i>Лугингольский массив</i>											
86	2,4	159	1,5	810	830	145	25 000	87	36	35	—
11	0,7	59	1,4	560	2800	175	2 900	43	16	42	—
319	4	1672	30	1 020	1100	300	30 000	68	80	56	—
He опр. 200	He опр. » 1	He опр. » 200	He опр. » 1	140	390	He опр. 20 70	7 500 23 000 27 000	158	—	—	—
				840	640			120	—	—	—
				3 350	825			99	200	200	—
Массивы гранитов стандартного геохимического типа											
<i>Ита-Хайрганский массив</i>											
182	18	404	7	2 170	1360	260	24 000	54	10	59	—
140	8	433	10	1 580	1290	370	17 400	57	17	42	—
<i>Модотинский массив</i>											
155	29	315	7	540	770	96	7 000	90	5	45	—
460	55	500	12	720	980	102	5 400	66	8	41	—
110	7	510	9	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	14	56	—
95	10	160	5	»	»	»	»	»	10	32	—
20	3	16	1	50	370	»	»	216	8	16	—
<i>Горихинский массив</i>											
200	10	1098	24	490	520	60	11 200	64	20	45	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9
112	Пегматиты	1	He опр.	He опр.	150	800	He опр.	He опр.
113	Пегматиты (биотиты)	1	»	120	140	1100	»	»
<i>Цаган-Дабанский массив</i>								
114	Крупнозернистые биотитовые граниты	4	He опр.	39	101	1025	He опр.	He опр.
115	Среднезернистые биотитовые граниты	1	»	118	190	1100	»	»
116	Жильные биотитовые граниты	1	»	63	110	140	»	»
117	Альбитовые граниты	1	»	15	86	1700	»	»
118	Биотитовые грейзены	1	»	He опр.	He опр.	He опр.	»	»
<i>Хошутулунский массив</i>								
119	Порфириовидные граниты	1	1,4	20	13	510	He опр.	He опр.
120	Среднезернистые граниты	3	3,6	34	102	670	»	»
<i>Тюмен-Цогтинский массив</i>								
121	Редкопорфириовидные граниты	2	11	68	240	1000	He опр.	He опр.
122	Микроклин-альбитовые граниты	4	20	250	340	920	»	»
123	Мусковитовые грейзены	1	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	»	»
<i>Нгэ-Наротин-Хидский массив</i>								
124	Редкопорфириовидные граниты	2	3,4	28	22	1700	He опр.	He опр.
125	Биотитовые граниты	2	3	32	110	2350	»	»
126	Мусковитовые пегматиты	2	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	»	»
<i>Удзыгинский массив</i>								
127	Мусковит-альбитовые граниты	1	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
128	Мусковитовые грейзены	2	»	»	»	»	»	»
<i>Солонкерское поле пегматитов</i>								
129	Мусковитовые пегматиты	2	7	7	205	60	He опр.	He опр.
<i>Массивы района Дзагараин-Гол</i>								
130	Биотитовые граниты	6	He опр.	87	95	735	He опр.	He опр.
Массивы гранодиорит-гранитного типа <i>Бага-Хэнтэйский батолит</i>								
131	Амфибол-биотитовые гранодиориты	2	He опр.	14	6	350	He опр.	He опр.
132	Биотитовые граниты	2	»	9	13	450	»	»
133	Аляскиты	3	»	72	69	1030	»	»
<i>Орхон-Селенгинский район</i>								
134	Диориты	3	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.

Продолжение табл. 16

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
200	20	12	1	16 970	9170	700	73 400	9	10	10	—
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	—	—	—	—
<i>Цаган-Дабанский массив</i>											
290	22	122	4	1 596	1084	145	15 500	71	13	30	—
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	2 363	1954	297	6 400	30	—	—	—
				He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	—	—	—	—
»	»	»	»	17 302	9532	318	60 000	8	—	—	—
40	6	30	1	1 581	2844	220	24 000	32	2	20	—
<i>Хоштулинский массив</i>											
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	—	—	—	—
156	21	515	10	1 160	»	»	8 000	—	7	51	—
<i>Тюмен-Цогтинский массив</i>											
435	40	1460	25	1 200	1710	120	9 900	40	11	58	—
378	58	298	10	1 870	2400	145	9 100	33	6	30	—
160	30	200	1	1 350	2480	200	16 500	37	5	200	—
<i>Игэ-Наротин-Хидский массив</i>											
400	19	415	8	835	1380	105	22 400	52	21	53	—
185	11	245	77	1 890	1010	65	12 100	73	17	3	—
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	580	4110	205	8 900	21	—	—	—
<i>Удзыгинский массив</i>											
380	63	35	3	1 023	2350	20	20 300	34	6	12	—
202	32	15	1	770	2940	40	17 000	31	6	15	—
<i>Солонкерское поле пегматитов</i>											
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	125	1515	220	1 600	60	—	—	—
<i>Массивы района Дзагараин-Гол</i>											
72	4	26	1	1 140	1000	88	5 400	70	16	21	—
Массивы гранодиорит-гранитного типа											
<i>Бага-Хэнтэйский батолит</i>											
9	0,4	180	4	280	400	46	4 500	176	22	45	—
38	4	272	7	325	472	50	4 800	162	10	39	—
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	1 030	1060	127	3 600	59	—	—	—
<i>Орхон-Селенгинский район</i>											
20	3	27	3	180	345	13	2 200	195	7	9	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Район Северо-Восточного Хэнтяя</i>								
135	Гранодиориты	12	Не опр.	8	23	360	Не опр.	Не опр.
136	Жильные гранодиориты	2	»	18	47	450	»	»
137	Биотитовые граниты	3	»	25	53	900	»	»

Примечание. 6, 9, 12, 17, 20, 26 — темные слюды; 7, 10, 13—16, 18, 19, 21, 25 — свет

в биотитах бор-бериллиевого подтипа в 4 раза выше средних, в безрудных стандартных гранитах близко к средним. В мусковитах пегматитов бор-бериллиевого подтипа ниобия в 20—40 раз больше, чем в мусковитах пегматитов передкометальных стандартных гранитов. В двухслюдяных парагенезисах ниобий накапливается интенсивнее в темных слюдах. Наблюдается обратная корреляция содержания ниобия в мусковитах и турмалинах (см. рис. 25).

Тантал. Содержание тантала в слюдах аляскитов Баян-Улана и безрудных стандартных гранитов близко к средним значениям для слюд [Ляхович, 1972], в слюдах рудных стандартных гранитов и бор-бериллиевых гранитов в 1,5—3 раза выше, в слюдах литий-фтористых гранитов в 7 раз, а онгонитов в 14 раз выше средних. В литий-фтористых гранитах к поздним образованиям тантал в слюдах накапливается. Отношение ниобия к танталу в слюдах щелочных пород 36—48, в слюдах нерудных стандартных гранитов 10—20, а рудоносных 8—10, в слюдах литий-фтористых гранитов 1,7—7,6. К более поздним породам отношение ниобия к танталу уменьшается.

Цирконий. В слюдах литий-фтористых гранитов КК близок 4. Концентрации циркония в слюдах ранних литий-фтористых аляскитов и стандартных гранитов в 1,5—2 раза выше, а в аляскитах Баян-Улана в 30 раз выше средних (по В. В. Ляховичу). В процессе грейзенизации концентрации циркония в слюдах уменьшаются. В двухслюдяных парагенезисах цирконий интенсивнее концентрируется в биотитах.

Гафний. В слюдах КК гафния равен 3—5. В слюдах литий-фтористых гранитов гафния в 2 раза больше, чем в слюдах стандартных гранитов, в 10 раз больше, чем в слюдах чойренских аляскитов и в 2 раза меньше, чем в слюдах баян-уланских аляскитов. Отношение циркония к гафнию в слюдах уменьшается при переходе от ранних пород к более поздним. Наивысшие отношения циркония к гафнию (45) отмечаются в слюдах щелочных пород и стандартных гранитов, с которыми не связаны рудные месторождения.

Литий. Слюды являются концентраторами лития и на их долю приходится до 90% лития в породе. Наиболее литиевые слюды — полилитииниты Хан-Богдинского массива и лепидолиты пегматитов. В слюдах стандартных гранитов лития в 2 раза больше. Во всех типах пород заметна тенденция накопления лития в слюдах более поздних магматических пород. Наблюдается прямая корреляция концентраций лития в сосуществующих слюдах и турмалинах (см. рис. 25), слюдах и бериллах (см. рис. 51), темных и светлых слюдах (см. рис. 17), что говорит в пользу изоморфного вхождения лития в эти минералы.

Рубидий. Слюды являются важными концентраторами рубидия. Наивысшие его содержания наблюдаются в слюдах альбит-лепидолитовых гранатов, где они на порядок превышают средние содержания этого элемента в слюдах (по В. В. Ляховичу). В гранитоидах рубидий перераспределяется между слюдами и полевыми шпатами. Для всех типов магмати-

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
<i>Район Северо-Восточного Хэнтэя</i>											
22	2,4	113	4	325	480	30	4 400	140	9	30	—
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1 160	755	116	9 700	101	—	—	—
»	»	»	»	720	1110	134	9 800	63	—	—	—

лые слюды.

ческих пород наблюдается тенденция накопления рубидия в слюдах при переходе от ранних к более поздним образованиям. В слюдах литий-фтористых гранитов отношение калия к рубидию уменьшается в более поздних породах, по сравнению с ранними, а в стандартных гранитоидах остается на прежнем уровне. В двуслюдяных парагепезисах это отношение выше в мусковитах, чем в биотитах.

Цезий. Слюды одни из главных концентраторов и носителей цезия в гранитоидах. Наивысшие его содержания отмечаются в лепидолитах пегматитов (до 0,4%). В слюдах рудоносных стандартных гранитов цезия в 2 раза больше, чем в безрудных и в 2 раза меньше, чем в литий-фтористых. Наблюдается тенденция накопления цезия в слюдах поздних образований магматических пород.

Фтор. Поведение фтора в слюдах близко к поведению лития. Наблюдается прямая корреляция содержаний лития и фтора в слюдах. В рудоносных гранитоидах отмечается тенденция увеличения содержаний фтора в слюдах при переходе от ранних гранитов к более поздним.

АМФИБОЛЫ

Амфиболы в редкометалльных гранитоидах Восточной Монголии кристаллизуются только в гранитоидах геохимического типа щелочных гранитов, поэтому они являются типоморфными минералами этих образований. По химическому составу изученные амфиболы относятся к щелочным разновидностям.

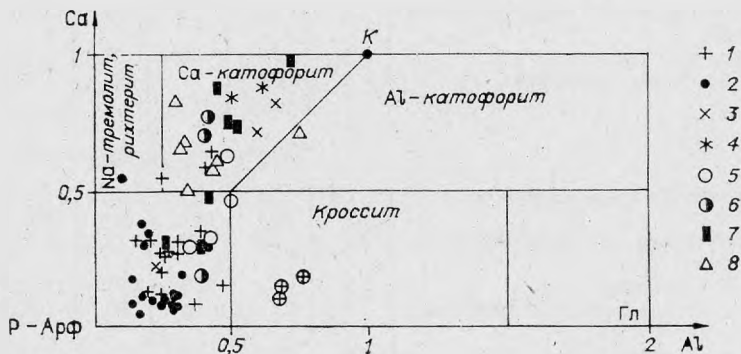


Рис. 26. Классификационная диаграмма щелочных амфиболов.

1 — щелочные граниты Хан-Богдинского массива, ГИФ; 2 — жильные граниты и пегматиты Хан-Богдинского массива; 3—8 — щелочные граниты массивов: 3 — Хархадского, 4 — Элисытуинского, 5 — Борун-Богдинского, 6 — Баян-Уланского, 7 — Дашибалбарского, 8 — Дзамынудского.

Средние содержания редких элементов (г/т) в слю

№ п/п	Порода	Кол-во проб	Be	Pb	Sn	Zn	Ba
1	2	3	4	5	6	7	8

Литий-фтористый

1	Аляскиты с биотитом	31	8,2	49	249	1546	34
2	Микроклин-альбитовые граниты	16	13,4	66	372	2090	23
3	Амазонит-альбитовые граниты	38	26	78	349	3923	25
4	Альбит-лепидолитовые граниты	10	45	33	270	1980	19
5	Онгониты	16	22	153	1220	1134	30
6	Топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты	26	27	8	240	68	Не опр.
7	Цвиттеры	19	6,3	24	253	602	»
8	Кварц-лепидолитовые грейзены	6	Не опр.	28	230	1930	18
9	Грейзенизированные граниты	4	19	371	910	290	256
10	Мусковитовые грейзены	16	37	77	557	185	216

Геохимический тип

11	Моношатовые аляскиты Чойренской группы	5	Не опр.	10	3,6	355	Не опр.
12	То же, Баян-Уланской группы	6	»	168	87	2011	»
13	Ксенокристы биотита в щелочном базальте	3	0,2	8	4	290	4 200
14	Лавы трахитов и меланефелинитов	8	1,2	42	3,7	300	17 330
15	Сиениты (Мушугай-Худук)	4	2,0	18	12,6	524	6 475
16	Нефелиновые сиениты (Лугин-Гол)	7	Не опр.	70	12	760	Не опр.

Геохимический тип

Гранитоиды, в связи с которыми из

17	Крупнозернистые порфировидные граниты	13	7,2	40	154	1030	Не опр.
18	Биотитовые граниты	32	5,4	83	164	1270	»
19	Мусковитовые пегматиты	3	Не опр.	23	100	80	»

Граниты, с которыми не

20	Крупнозернистые порфировидные граниты	8	7	35	55	510	Не опр.
21	Биотитовые граниты	9	3	69	97	710	»
22	Мусковитовые пегматиты	2	Не опр.	7	205	60	»

Гранитоиды бор-бериллиевого подтипа

23	Гранодиориты с турмалином	3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
24	Биотитовые и двуслюдяные граниты (блотит)	15	2,3	28	193	692	»
25	То же (мусковит)	5		255	207	630	»
26	Жильные турмалиновые граниты	5	25	13	65	40	»
27	То же (мусковит)	10	16	8	131	94	»
28	Мусковит-турмалиновые пегматиты	11	36	11	433	310	»
29	Лепидолит-турмалиновые пегматиты (мусковит)	1		20	400	1000	»
30	То же (лепидолит)	4	35	16	190	580	»

Таблица 17

дах из гранитоидов различных геохимических типов

Sr	Nb	Ta	Zr	Hf	Li	Rb	Cs	F	K/Rb	Nb/Ta	Zr/Hf	Ba/Sr
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21

геохимический тип

18	592	78	241	32	4 314	3 231	340	26 600	27	7,6	7,5	1,9
23	630	98	141	47	7 052	5 154	220	42 000	16	6,4	3	1,0
19	563	106	187	28	6 925	5 724	375	43 000	13	5,3	6,6	1,3
27	177	100	49	24	22 300	9 400	178	63 240	9	1,8	2	0,7
27	347	204	He	He	10 833	8 634	309	47 200	8	1,7	—	1,1
He	200	33	опр.	опр.	18 840	7 293	1283	67 500	11	6,0	7,6	—
опр.	230	41	192	7	3 860	3 120	224	32 000	24	5,4	26	—
23	73	56	40	25	24 825	9 533	148	70 000	9	1,3	1,6	0,8
42	213	140	130	20	4 070	5 620	203	24 700	20	1,3	7	5,9
30	73	29	51	3,5	960	2 290	186	17 400	41	2,5	14	7,2

щелочных пород

He	70	1,6	93	2,7	245	1 150	24	26 000	70	44	34	—
опр.	775	16	4450	102	1150	2 380	280	8 300	25	48	44	—
»	15	6,2	45	3,5	10	150	4	1 300	532	3,4	13	15
280	33	3,5	210	7,6	385	221	9	30 000	292	9,4	27	18
960	33	3,0	109	5,1	572	397	29	25 500	202	11	21	17
385	He	2,4	159	4,5	640	670	130	21 800	127	36	35	—
He	86											
опр.												

стандартных гранитов

восточные рудные проявления Sn и W

He	267	26	375	17	1 050	1 200	128	12 000	557	10	22	—
опр.	179	21	263	16	1 780	1 296	148	13 500	58	8,5	16	—
»	20	3	16	1	400	2 860	150	5 900	86	8	16	—

встречены рудные проявления

He	200	10	1098	24	490	520	60	11 000	74	20	45	—
опр.	100	10	190	4	1 150	1 000	88	6 300	70	10	47	—
»	He	He	He	He	125	1 515	220	1 600	60	—	—	—
»	опр.	опр.	опр.	опр.								

стандартного геохимического типа

He	116	7	241	9	320	680	655	9 000	106	16	27	—
опр.	376	37	357	10	2 653	1 315	51	10 000	60	10	36	—
»	232	39	60	3	1 300	1 328	184	8 500	73	6	20	—
»	He	He	He	He	1 300	1 430	730	15 560	59	—	—	—
»	опр.	опр.	опр.	опр.								
»	379	45	72	3	362	1 065	210	10 660	78	8	24	—
»	276	54	33	2	590	2 145	154	6 600	48	5	16	—
»	He	He	He	He	2 230	4 860	650	16 000	17	—	—	—
»	опр.	опр.	опр.	опр.								
»	60	72	19	4	24 980	10 390	3475	66 000	8	0,8	5	—

1	2	3	4	5	6	7	8
					Гранитоиды гранодиорит-гра		
31	Диориты и гранодиориты	19	1	9	19	360	Не опр.
32	Жильные гранодиориты	2		18	47	450	»
33	Биотитовые граниты	5		19	37	720	»
34	Аляскиты	3		72	69	1030	»

Примечание. 14 и 15 — слюды из карбонатитового комплекса Мушугай-Худук.

Вопросы номенклатуры, химизма, физических свойств щелочных амфиболов Монголии и некоторых других регионов мира подробно рассмотрены нами совместно с В. И. Коваленко, И. Л. Лапидесом и А. В. Гореглядом (1977). Здесь мы кратко коснемся этих вопросов и обратим внимание на типохимизм щелочных амфиболов.

Общая систематика щелочных амфиболов, основанная на выделении реально существующих в природе изоморфных рядов, представлена на рис. 26. В щелочных гранитах МНР наиболее распространены серии рибекит-арфведсонита и рибекит-катофорита. Идеализированные формулы рибекита можно представить как $\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})$, а арфведсонита как $\text{Na}_3\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}_1^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$. Отличает эти составы бедность Ca и Al, что сближает их с составом, предложенным Сундиусом, а не Мияширо [Дир и др., 1966]. Физические свойства (оптические, термические, электрические и др.) наиболее резко меняются при переходе от рибекита к арфведсониту в области $(X+A) = 2,5-2,6$, в связи с чем рибекитом мы называем амфибол с $(X+A) = 2,5$, а арфведсонитом — с $(X+A) = 2,8$. Промежуточные по величине $(X+A)$ амфиболы названы рибекит-арфведсонитом.

В агапитовых щелочных гранитах главной фазы Хан-Богдинского массива амфиболы представлены арфведсонитами и Ca-катофоритами (рис. 27), а в пегматитах и жильных гранитах — арфведсонитами (табл. 18). В этом массиве нами обнаружен щелочной амфибол необычного состава, близкий к ферригрюнеритам. Главной чертой типохимизма амфиболов Хан-Богдинского массива являются высокие содержания Na (при $(X+A)$ часто более 3), Fe, низкие концентрации Ca и Mg. Наблюдается прямая корреляция параметра $(X+A)$ с Al^{IV} , Ti, R^{2+} , Ca, Na и обратная корреляция с F, $(\text{R}^{3+} + \text{Ti})$, Si и параметрами элементарной ячей-

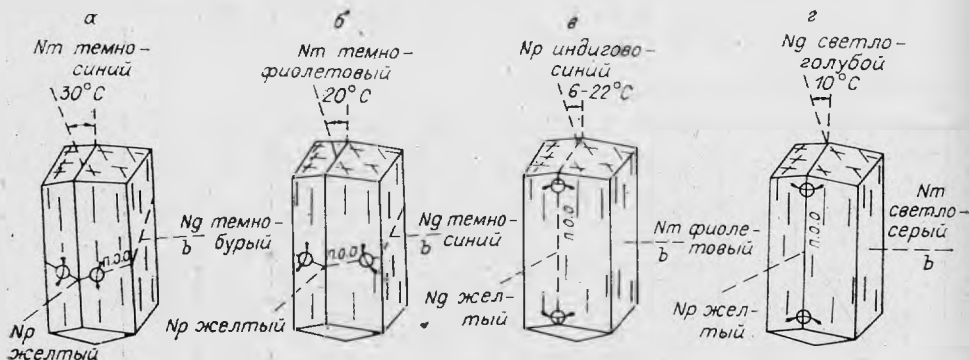


Рис. 27. Оптическая ориентировка щелочных амфиболов.

а — богатые кальцием катофориты, б — бедные кальцием катофориты, в — арфведсониты, г — амфибол ХБ-810/170.

	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
нитного геохимического типа													
Не	18	2	90	4	273	446	26	3 790	154	9	22	—	—
опр.													
»	Не	Не	Не	Не	1 160	755	116	9 700	101	—	—	—	—
опр.													
»	38	4	272	7	560	850	100	7 800	102	9	39	—	—
опр.													
»	Не	Не	Не	Не	1 030	1 060	127	3 600	59	—	—	—	—
опр.													

ки (рис. 28). В арфведсонитах наблюдается повышенная окисленность железа по сравнению с идеальной формулой, что связано с условиями их кристаллизации [Щелочные амфиболы..., 1977].

Измерения физических параметров щелочных амфиболов приведены в табл. 19, 20 и на рис. 29. Наблюдается прямая корреляция между величиной N_g с количеством атомов Fe^{2+} , суммой Fe, плотностью и обратная корреляционная связь с параметром $(X+A)$ и содержанием (см. рис. 29). В арфведсонитах отмечается прямая корреляция измеренной плотности

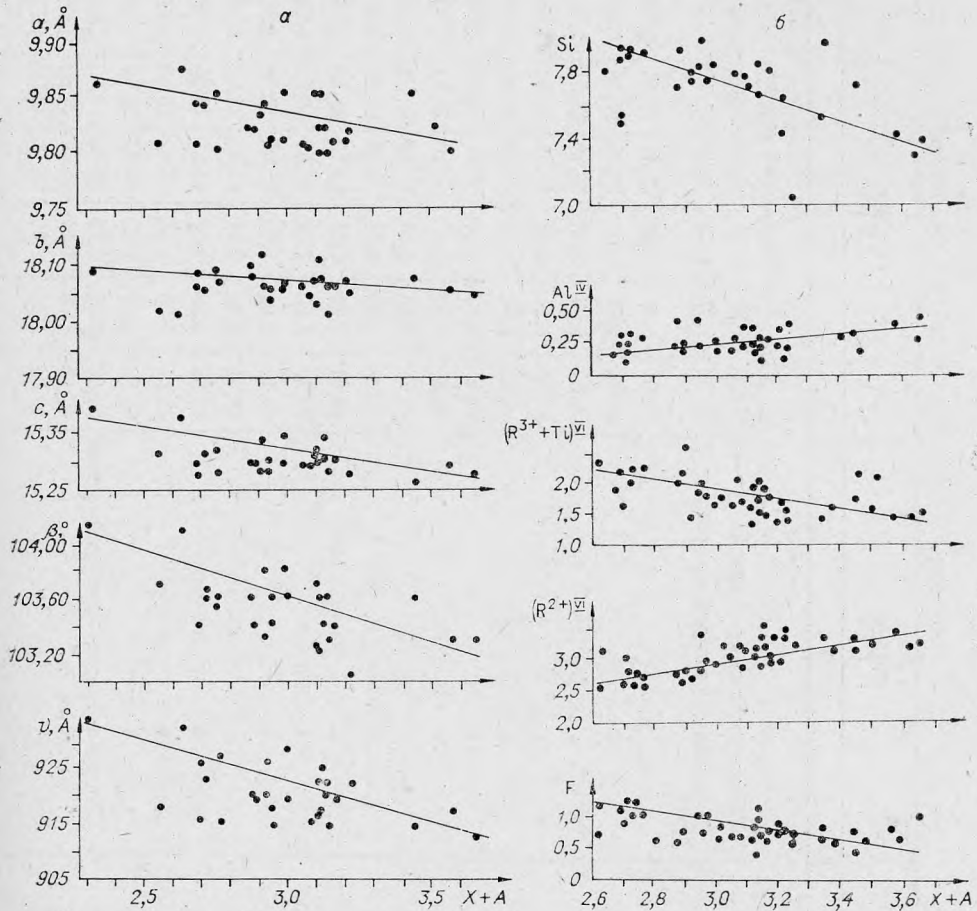


Рис. 28. Корреляция $(X+A)$ в арфведсонитах с параметрами элементарной ячейки (а) и концентрацией других компонентов (б).

Химический состав амфиболов (вес. %) из щелочных гранитоидов Монголии

Номер пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	H ₂ O	F	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Хан-Богдинский массив</i>															
ХБ-1049	Гастингситовый граносениит	45,24	1,36	5,76	3,16	22,99	1,42	5,80	8,80	2,50	0,85	0,02	0,88	1,28	99,52
ХБ-1056	Моношпатовые щелочные граниты ГИФ	49,76	1,67	1,32	9,35	17,78	1,72	2,02	3,36	9,04	1,17	0,20	1,39	1,32	99,54
ХБ-898	То же	46,50	1,41	1,28	13,67	16,18	2,49	2,52	3,15	8,68	1,71	0,41	1,04	2,30	100,37
ХБ-900	»	44,92	1,81	0,80	16,97	17,56	1,36	3,52	1,91	8,18	1,60	0,26	0,31	1,52	100,08
ХБ-1050	»	48,73	1,05	1,08	16,40	18,31	1,77	0,34	1,93	7,08	1,84	0,32	0,50	1,10	99,99
ХБ-1054	»	50,08	1,14	0,93	11,32	20,47	1,33	0,36	0,73	8,93	1,99	0,18	1,34	1,18	99,48
ХБ-1827	»	48,81	1,65	1,92	12,36	20,29	1,61	0,52	0,55	8,91	1,60	0,35	0,84	1,62	100,35
ХБ-1800	»	49,48	1,70	1,45	8,41	23,17	1,50	0,88	1,64	8,23	1,93	0,15	1,27	1,05	100,42
ХБ-1809	»	49,03	1,70	1,27	8,10	25,14	1,32	0,20	1,65	7,80	1,95	0,08	1,06	0,70	99,71
ХБ-1801	»	48,98	1,25	1,41	12,42	22,09	1,52	0,59	1,75	7,16	1,12	0,18	1,13	0,75	100,04
ХБ-1804	»	48,79	1,55	1,25	9,84	24,60	1,47	0,19	1,20	7,56	1,83	0,10	1,00	1,05	99,99
ХБ-1811	»	49,14	1,25	1,31	12,19	21,19	2,11	0,31	0,68	8,37	1,97	0,30	0,91	1,30	100,48
ХБ-18255	»	48,67	1,30	2,51	13,07	19,22	1,55	0,49	0,94	8,78	1,32	0,41	0,77	2,35	100,39
ХБ-1824	»	49,44	1,88	1,60	12,66	17,78	1,82	1,53	1,63	8,50	1,32	0,20	1,03	1,05	100,00
ХБ-1826	»	46,71	3,30	2,11	10,01	23,89	1,61	0,38	2,12	7,29	1,10	0,18	0,94	1,12	100,29
ХБ-1820	»	49,35	1,82	1,63	11,92	19,94	1,48	1,02	1,84	7,69	1,31	0,22	1,00	1,15	99,89
ХБ-1821	»	47,51	2,35	2,33	8,19	23,53	1,39	2,09	3,83	6,08	0,99	0,11	1,04	0,90	99,96
ХБ-1808	»	47,59	1,92	2,21	9,41	24,60	1,95	0,38	3,50	5,03	1,00	0,19	1,54	0,75	99,76
ХБ-1053	Жильные экерит-пегматитовые тела	50,42	0,67	1,28	15,32	17,24	1,80	0,46	0,71	7,54	2,17	0,25	0,90	1,60	99,69
ХБ-1797	То же	49,12	1,60	1,52	13,41	20,65	1,72	0,13	0,47	8,18	1,77	0,26	0,94	1,25	100,50
ХБ-1792	»	49,34	1,62	1,50	11,19	22,09	1,77	0,10	0,45	8,33	1,76	0,24	0,84	1,48	100,09

ХБ-1798	»	49,60
ХБ-856/5	»	50,42
ХБ-856/7	»	50,62
ХБ-856/13	»	50,04
ХБ-1791/10	Меланократовый экерит	49,67
ХБ-810/170	Жильный пегматит в липаритах	47,32
ХБ-1250	Пегматизированный липарит	49,96
ХБ-1059/6	»	49,41
ХБ-1051	Жильный пегматит	49,21
ХБ-1428/11	Пегматит с полилитионитом	49,27
ХБ-1253	Меланократовый экерит	48,37
ХБ-903	Шлировый пегматит	47,78
ХБ-904	Жильный пегматит	47,38
ХБ-909	Экерит	47,12
ХБ-911	Шлировый пегматит	45,56
ХБ-1110	»	50,49
ХБ-1815	Порфировый экерит	49,71
ХБ-1812	»	49,41

Хар-964	Моношпатовый щелочной гранит ГИФ	42,27
Хар-963	То же	45,00
Хар-1234	»	48,76
Хар-965	Щелочпогранитный пегматит	49,93

СШЭ-1357	Щелочные граниты	41,75
СШЭ-1790	»	46,97

1,35	1,57	11,81	22,09	1,75	0,12	0,43	8,61	1,85	0,27	0,45	1,32	100,67
0,54	1,45	16,55	16,88	1,58	0,55	0,71	7,12	2,32	0,28	1,00	2,40	100,79
0,56	1,51	14,09	14,58	1,58	3,71	0,70	7,27	2,07	0,29	1,05	2,60	99,54
0,54	0,90	16,15	17,24	1,77	0,34	0,71	6,97	1,99	0,25	2,00	2,30	100,23
1,55	1,74	10,91	21,55	1,80	0,64	1,21	7,18	1,24	0,21	1,24	1,40	99,75
0,96	2,18	6,93	31,79	3,91	0,35	1,77	2,66	0,36	0,01	1,10	0,36	99,55
1,03	0,98	16,76	11,61	4,10	1,95	0,70	7,86	1,84	0,05	1,10	2,70	99,50
1,46	0,72	12,08	20,82	1,59	0,36	0,52	8,41	2,04	0,25	1,36	1,40	99,53
0,76	1,06	16,00	18,61	1,58	0,48	1,93	7,33	1,81	0,33	0,30	2,10	100,62
0,98	1,15	12,39	21,01	1,95	0,86	0,67	8,24	2,38	0,28	0,67	1,35	100,63
1,15	0,72	13,35	20,82	1,59	1,00	1,05	8,37	2,20	0,25	0,70	1,60	100,50
1,23	0,54	13,68	20,02	1,42	0,50	3,15	7,93	1,85	0,27	0,60	1,54	99,86
1,52	0,56	10,95	22,48	1,87	1,41	1,68	7,80	1,80	0,18	1,08	1,61	99,64
0,91	0,98	13,54	18,98	2,31	1,76	1,85	8,54	1,75	0,30	1,38	1,72	100,42
0,97	0,90	13,93	21,08	1,59	1,21	2,15	7,65	1,91	0,25	1,44	1,55	99,54
1,00	0,85	11,02	21,01	1,62	0,06	0,28	9,40	1,90	0,27	0,69	1,40	99,40
1,20	1,62	11,08	22,09	1,48	0,23	0,68	8,44	1,60	0,43	0,69	1,25	99,98
1,10	1,27	11,48	21,73	1,94	0,32	0,61	8,50	2,02	0,23	1,01	1,25	100,45

Хар-Хадский массив

1,68	5,79	12,11	21,16	1,45	2,08	9,10	2,30	0,78	0,03	1,50	0,25	100,40
4,05	3,15	9,63	22,99	1,91	0,04	4,09	4,98	1,14	0,10	1,96	0,60	99,39
1,20	3,59	12,03	19,75	1,24	0,90	4,90	4,50	1,16	0,10	2,32	0,42	100,69
0,76	2,85	16,34	17,28	1,06	0,32	1,23	6,20	1,37	0,39	1,90	0,30	99,80

Элистуинский массив

7,36	3,27	13,16	21,16	1,24	0,38	5,07	3,84	0,79	0,06	1,20	0,50	99,60
3,05	2,79	8,96	23,35	0,95	2,22	5,02	3,44	0,69	0,06	1,60	0,60	99,45

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Борун-Богдинский массив</i>															
СПБ-1360	Щелочные граниты ГИФ	47,55	1,46	2,54	12,92	21,82	0,80	0,38	3,67	5,49	0,62	0,12	1,50	1,15	99,54
СПБ-1359	То же	47,12	1,62	2,64	18,17	17,59	0,85	0,46	2,73	5,81	0,72	0,05	1,30	1,20	99,76
СПБ-1261	»	46,76	2,44	2,17	16,65	19,40	0,65	0,11	1,94	5,94	0,89	0,26	1,45	1,60	99,59
СПБ-1361	Жильный щелочной гранит	46,93	1,14	1,82	18,91	15,43	0,74	2,50	1,75	7,26	0,95	0,04	1,20	1,85	99,74
<i>Дзамын-Удский массив</i>															
СПД-1268	Моношпатовый щелочной гранит ГИФ	45,66	2,16	2,18	14,28	19,38	1,24	1,57	4,55	6,26	1,30	0,17	0,30	0,95	99,60
СПД-1266	То же	45,21	3,72	2,48	14,48	19,02	1,24	1,83	4,15	6,00	1,08	0,14	0,50	0,75	99,98
СПД-1267	Щелочногранитный пегматит	48,79	1,40	2,43	15,62	19,40	1,20	0,22	1,13	6,75	1,14	0,36	0,53	1,08	99,30
<i>Баян-Уланский массив</i>															
БУ-883	Гранослениты	46,02	1,13	1,60	9,78	26,06	1,63	1,26	4,85	4,80	1,07	0,04	1,21	1,20	100,14
БУ-874	»	48,02	1,68	2,37	8,48	26,40	0,70	0,18	3,49	5,58	1,24	0,12	0,60	0,98	99,43
БУ-552	Щелочные гранофиры	47,34	1,41	1,70	12,50	22,49	0,49	0,75	3,85	5,98	1,48	0,17	1,11	1,57	100,18
БУ-885	»	47,54	2,29	2,41	11,53	22,09	0,72	0,53	3,56	6,37	1,10	0,20	0,63	1,60	99,90
БУ-893	Жильные щелочные гранофиры	47,72	1,50	3,53	6,06	26,94	0,66	0,60	4,23	5,32	1,14	0,17	1,37	1,38	100,04
БУ-884	То же	47,48	1,19	1,78	14,08	22,28	0,53	0,50	3,01	6,12	1,20	0,13	1,03	1,20	100,12
БУ-547	»	41,78	1,86	3,12	10,63	27,15	0,73	1,61	6,61	3,70	1,07	0,03	1,65	0,80	100,40
<i>Даши-Балбарский массив</i>															
ДБ-701	Щелочные граниты ГИФ	47,31	1,36	2,26	11,61	22,48	0,60	1,26	2,80	6,18	0,96	0,16	1,78	1,32	99,53
ДБ-700	То же	46,13	2,98	2,63	12,81	19,80	0,86	1,65	4,38	5,63	0,94	0,18	0,67	1,60	99,50
ДБ-687	Щелочные граниты ГИФ	46,24	1,36	2,36	12,66	22,13	0,78	2,01	5,25	4,11	1,08	0,08	1,04	1,25	99,83
ДБ-675	То же	48,75	2,18	2,76	11,63	21,19	0,44	1,77	4,36	4,55	0,82	0,06	0,95	0,80	99,92
ДБ-679	»	45,78	2,98	3,81	9,83	22,81	0,60	1,80	5,83	3,69	1,12	0,03	1,53	0,76	100,25
ДБ-677	Щелочные гранофиры	50,28	1,45	1,36	12,41	20,12	0,81	0,23	1,61	8,44	1,29	0,32	0,45	2,06	99,97
ДБ-698	Щелочногранитные пегматиты	49,10	0,70	2,02	10,25	24,07	0,82	0,55	1,84	6,57	1,06	0,26	1,49	1,60	99,66
<i>Нумургинский массив</i>															
Нум-2006	Щелочной гранит	48,75	2,25	1,95	13,98	19,22	1,58	0,58	1,32	7,08	0,13	0,15	1,83	1,05	99,43
<i>Хара-Ус-Нурский массив</i>															
Хов-2012	Щелочной гранит	50,50	1,30	0,80	9,55	23,52	0,96	0,18	1,99	7,49	1,92	0,12	1,69	0,80	99,48

Некоторые оптические свойства щелочных амфиболов из гранитоидов Монголии

Номер образца	Ng	Np	Ось индикатриссы, близкая к С (удлинение)	Номер образца	Ng	Np	Ось индикатриссы, близкая к С (удлинение)
ХБ-1049	1,683	1,670	Np	ХБ-9904	1,700	1,693	Np
ХБ-1056	1,704	1,690	Nm	ХБ-909	1,696	1,684	Np
ХБ-898	1,691	1,685	Np	ХБ-911	1,700	1,690	Np
ХБ-900	1,697	1,686	Np	ХБ-1110	1,699	1,688	Np
ХБ-1050	1,702	1,692	Np	ХБ-1815	1,699	1,688	Np
ХБ-1827	1,692	1,685	Np	ХБ-1812	1,704	1,692	Np
ХБ-1054	1,700	1,686	Np	Хар-964	1,714	1,694	Nm
ХБ-1800	1,728	1,700	Nm	Хар-963	1,718	1,702	Nm
ХБ-1809	1,697	1,687	Np	Хар-965	1,706	1,696	Np
ХБ-1801	1,716	1,704	Nm	Хар-1234	1,716	1,698	Nm
ХБ-1804	1,704	1,692	Np	СПЭ-1357	1,715	1,692	Nm
ХБ-1811	1,700	1,690	Np	СПЭ-1790	1,716	1,692	Nm
ХБ-1825	1,696	1,684	Np	СШБ-1360	1,698	1,685	Np
ХБ-1824	1,694	1,682	Np	СШБ-1359	1,702	1,690	Np
ХБ-1826	1,715	1,705	Nm	СШБ-1261	1,717	1,700	Nm
ХБ-1820	1,721	1,700	Nm	СШД-1260	1,715	1,692	Nm
ХБ-1821	1,708	1,692	Nm	СШД-1266	1,712	1,692	Nm
ХБ-1808	1,716	1,703	Nm	СШД-1267	1,703	1,687	Np
ХБ-1053	1,698	1,698	Np	Бу-883	1,716	1,697	Np
ХБ-1797	1,705	1,694	Np	Бу-874	1,720	1,697	Nm
ХБ-1792	1,702	1,692	Np	Бу-552	1,710	1,700	Nm
ХБ-1798	1,699	1,686	Np	Бу-885	1,714	1,700	Nm
ХБ-856/5	1,692	1,685	Np	Бу-893	1,718	1,694	Nm
ХБ-856/7	1,689	1,680	Np	Бу-884	1,717	1,699	Nm
ХБ-856/13	1,692	1,683	Np	Бу-547	1,718	1,690	Nm
ХБ-1791—10	1,702	1,690	Np	ДБ-701	1,716	1,701	Nm
ХБ-810—170	1,720	1,686	Ng	ДБ-700	1,714	1,698	Nm
ХБ-1250	1,689	1,684	Np	ДБ-687	1,719	1,700	Nm
ХБ-1059/6	1,696	1,689	Np	ДБ-675	1,710	1,700	Nm
ХБ-1051	1,696	1,688	Np	ДБ-679	1,717	1,693	Nm
ХБ-1428/11	1,698	1,687	Np	ДБ-677	1,701	1,693	Np
ХБ-1253	1,698	1,688	Np	ДБ-698	1,719	1,700	Nm

Примечание. В Са-натофоритах, где направлению С близка ось индикатриссы Nm, схема абсорбции: $Ng \gg Nm \gg Np$; схема плеохроизма: Ng — сине-зеленый, Nm — зеленый, Np — желто-коричневый; дисперсия оптических осей $r < v$. В рибекит-арфведсонитах с С, близкой к Np, схема абсорбции: $Ng \ll Nm \ll Np$; схема плеохроизма: Ng — желто-коричневый, Nm — индигово-синий, Np — зелено-синий; дисперсия оптических осей $r > v$.

с (X + A), Ca, Fe^{2+} , параметрами *a* и *b* и обратная с содержанием Mg, F, параметром *c* и объемом *V* (см. рис. 29).

Арфведсониты Хап-Богдинского массива образуются в породах с коэффициентом агаитности, большим чем 1,2, в парагенезисе с кварцем, полевыми шпатами, эльпидитом, нептунитом, титановыми и ниобиевыми силикатами.

Ферригрюнерит (см. табл. 18, ХБ-810/170) образует псевдоморфозы по октаэдрам неизвестного минерала в жильном пегматите Северного участка, залегающем в эффузивах кровли массива. По химическому составу он является промежуточным между грюнеритом (с повышенным содержанием марганца) и рибекитом. Микронзондовый анализ изученного образца идентичен химическим определениям, что подтверждает гомогенность амфибола. Чтобы заполнить позицию X до 2, в его формулу пришлось вводить в эту позицию железо и марганец. Этот амфибол обладает и своеобразными оптическими свойствами (см. табл. 19, рис. 27).

Параметры элементарной ячейки (a, b, c в Å, $\langle \beta$ в град) и плотность амфиболов (ρ в г/см³)

Номер образца	a	b	c	$\langle \beta$	V	$\rho_{\text{изм}}$
ХБ-1049	9,92	18,18	5,32	104,6	928,0	3,362
ХБ-1056	9,88	18,06	5,32	104,1	921,1	3,381
ХБ-898	9,84	18,05	5,28	103,3	912,9	3,384
ХБ-900	9,85	18,06	5,28	103,3	914,5	3,402
ХБ-1050	9,87	18,10	5,30	103,6	920,2	3,428
ХБ-1054	9,85	18,10	5,25	102,9	912,3	3,418
ХБ-1827	9,87	18,01	5,34	103,6	922,4	Не опр.
ХБ-1800	9,87	18,05	5,30	102,5	921,9	»
ХБ-1809	9,90	18,11	5,31	103,6	925,0	»
ХБ-1801	9,89	18,16	5,30	103,4	926,1	»
ХБ-1804	9,88	18,12	5,28	103,3	919,8	»
ХБ-1811	9,85	18,04	5,29	103,2	914,8	»
ХБ-1825	9,84	18,03	5,32	103,7	916,7	»
ХБ-1824	9,86	18,07	5,30	103,3	918,4	»
ХБ-1826	9,90	18,09	5,32	103,6	926,7	»
ХБ-1820	9,89	18,06	5,34	103,8	926,0	»
ХБ-1821	9,95	18,06	5,40	104,7	937,2	»
ХБ-1808	9,92	18,09	5,40	104,5	938,1	»
ХБ-1053	9,87	18,08	5,30	103,4	919,6	3,414
ХБ-1797	9,87	18,04	5,28	103,3	914,4	Не опр.
ХБ-1792	9,90	18,06	5,35	103,8	928,0	»
ХБ-1798	9,85	18,07	5,29	103,1	916,9	»
ХБ-856/5	9,85	18,07	5,28	103,0	915,9	3,400
ХБ-856/7	9,89	18,05	5,32	103,6	923,1	3,378
ХБ-856/13	9,86	18,09	5,27	103,1	915,8	3,388
ХБ-1791/10	9,94	18,01	5,38	104,1	934,4	Не опр.
ХБ-810/170	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,458
ХБ-1250	9,86	18,02	5,32	103,7	917,8	3,375
ХБ-1059/6	9,89	18,09	5,26	102,7	915,1	3,401
ХБ-1051	9,85	18,06	5,31	103,6	917,5	3,421
ХБ-903	9,89	18,07	5,27	103,6	914,4	3,422
ХБ-904	9,89	18,10	5,32	103,5	924,5	3,430
ХБ-909	9,87	18,06	5,29	103,3	917,4	3,410
ХБ-911	9,86	18,07	5,27	102,9	915,8	3,429
Хар-963	9,86	18,15	5,28	103,8	916,6	Не опр.
Хар-965	9,77	18,10	5,29	103,5	910,4	»
Хар-1234	9,89	18,21	5,28	103,6	922,6	3,413
СПЭ-1357	9,92	18,18	5,33	104,2	930,7	3,377
СПЭ-1790	9,88	18,15	5,27	103,8	917,1	Не опр.
СПБ-1360	9,85	18,15	5,33	103,6	924,8	3,404
СПБ-1359	9,83	18,03	5,37	104,2	923,4	3,446
СПБ-1261	9,78	18,04	5,33	103,7	913,0	Не опр.
СПБ-1361	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,400
СПД-1268	9,88	18,10	5,35	102,9	928,4	3,387
СПД-1266	9,88	18,06	5,37	104,0	929,6	3,394
СПД-1267	9,80	18,03	5,32	103,6	913,0	Не опр.
БУ-883	9,94	18,22	5,33	104,2	936,4	3,396
БУ-874	9,89	18,14	5,33	104,1	927,5	3,434
БУ-552	9,87	18,13	5,298	103,5	921,5	3,392
МГ-1228	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,386
БУ-885	9,81	18,12	5,27	103,4	911,0	3,391
Бу-893	9,87	18,14	5,29	103,1	923,3	3,422
БУ-884	9,89	18,14	5,32	103,8	927,4	3,429
БУ-547	9,94	18,25	5,32	104,3	935,5	3,424
ДБ-701	9,89	18,14	5,29	103,7	921,7	3,399
ДБ-700	9,88	18,14	5,28	103,8	917,8	Не опр.
ДБ-687	9,90	18,17	5,31	104,1	925,8	3,413
ДБ-675	9,87	18,13	5,32	104,3	921,8	3,410
ДБ-679	9,89	18,16	5,31	104,2	925,6	3,413
ДБ-677	9,84	18,03	5,32	103,7	916,0	3,390
ДБ-698	9,89	18,07	5,41	104,9	933,1	3,418

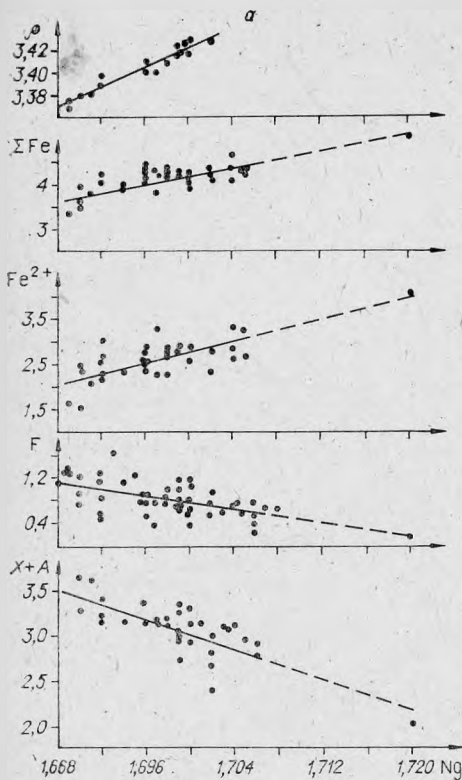
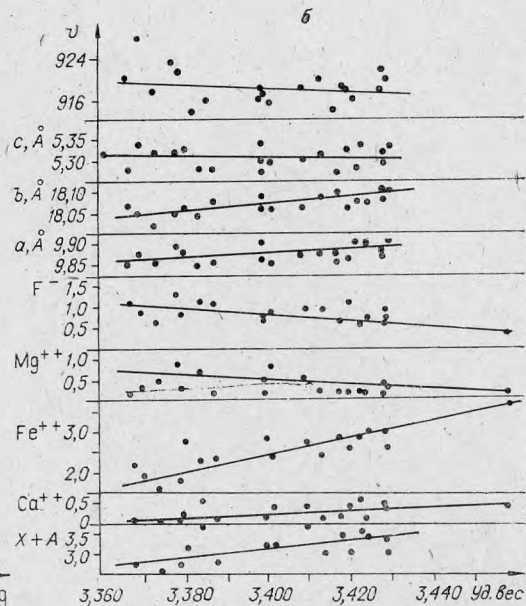
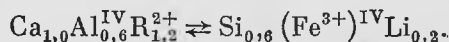


Рис. 29. Корреляция химического состава с оптическими свойствами (а) и удельным весом (б) в арфведсонитах.



По составу он приближается к известным амфиболом железистых кварцитов [Павленко, 1963], он значительно менее магнезиален. Амфибол из щелочных гранитов рибекит-грюннеритового состава, по-видимому, рассматривается впервые.

Кальциевыми катофоритами мы называем щелочные амфиболы, у которых количество кальция и алюминия более 0,5 формульных единиц (см. рис. 26). Количество катионов (X + A) этой серии близко 2,6. Она наиболее полно представлена в щелочных гранитах МНР [Щелочные амфиболы..., 1977] (см. табл. 18). Амфиболы этой серии встречаются в агпаитовых щелочных гранитах Баян-Уланского, Даши-Балбарского, Борун-Богдинского, Хархадского, Элисэтуинского, Дзамынудского массивов и в некоторых разновидностях гранитов главной интрузивной фазы Хан-Богдинского массива. Химизм этой серии достаточно сложен [Щелочные амфиболы..., 1977], участвуют в изоморфных замещениях многие компоненты. С увеличением содержания кальция (рис. 30) в амфиболах увеличиваются содержания R^{2+} , Al^{IV} , Fe^{2+} , $Mn + Mg$ и уменьшаются Si , Fe^{3+} , F , Li , $(Na + K)$. Схема изоморфизма серии при замещении одного иона Ca имеет вид:



Крайние натриевые члены этой серии (Хан-Богдинский массив) близки к рибекит-арфведсонитам, а крайние кальциевые (Хар-964, см. табл. 18) — выходят из области щелочных амфиболов в «субщелочную» область. Наблюдается прямая корреляция количества атомов кальция в этих амфиболах с параметрами элементарной ячейки (рис. 31, 32) и обратная с показателем преломления (рис. 33). По сравнению с рибекит-арфведсонитами в этой серии амфиболов значительно меняется оптическая ориентировка индикатриссы (см. рис. 27). Наблюдается прямая корреляция плотности Ca-катофоритов с содержаниями Fe^{2+} , параметра-

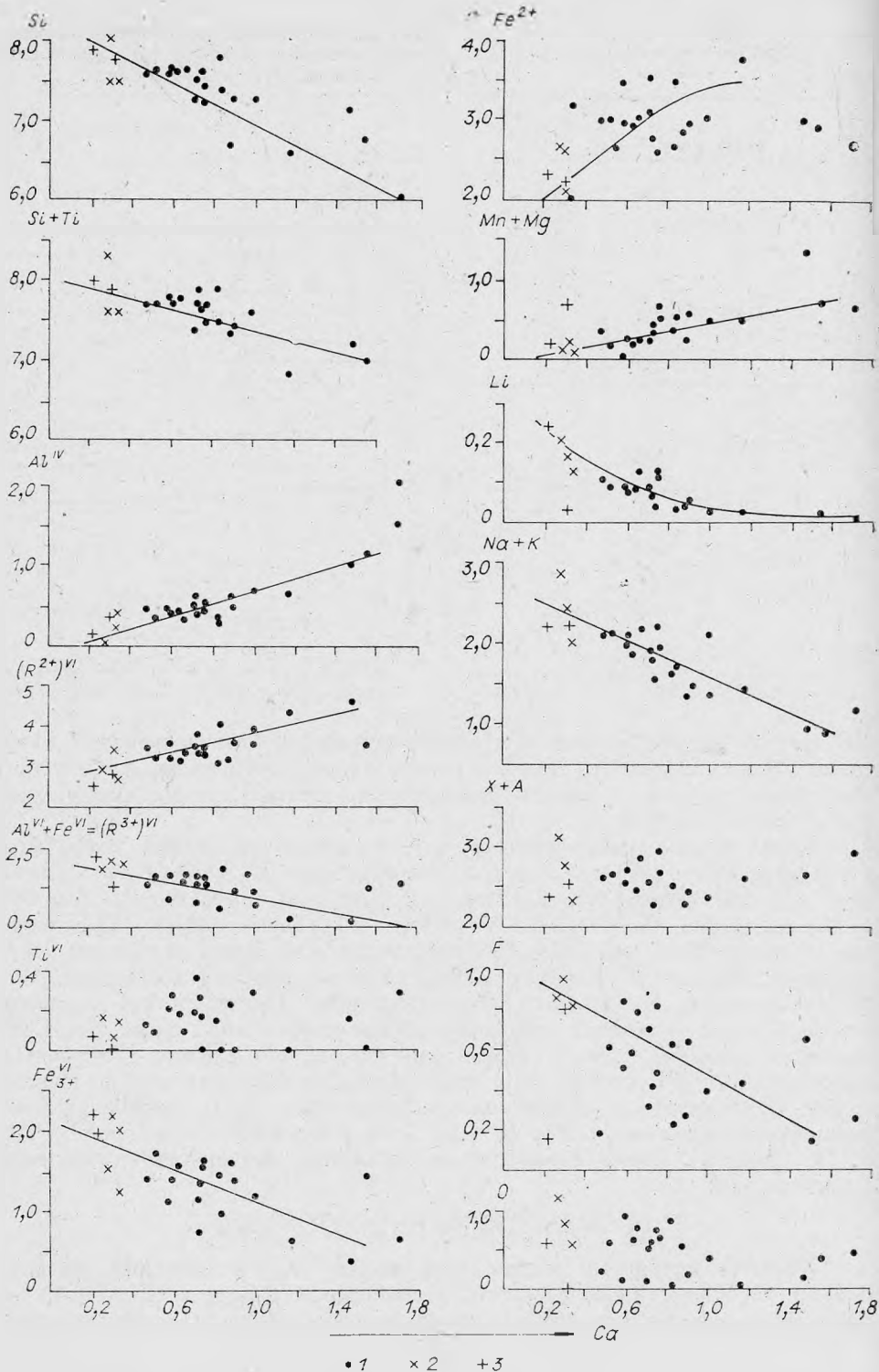


Рис. 30. Корреляция содержаний иона кальция с содержанием других элементов в кальциевых катокоритах.

1 — граниты главных интрузивных фаз, 2 — жильные граниты, 3 — пегматиты.

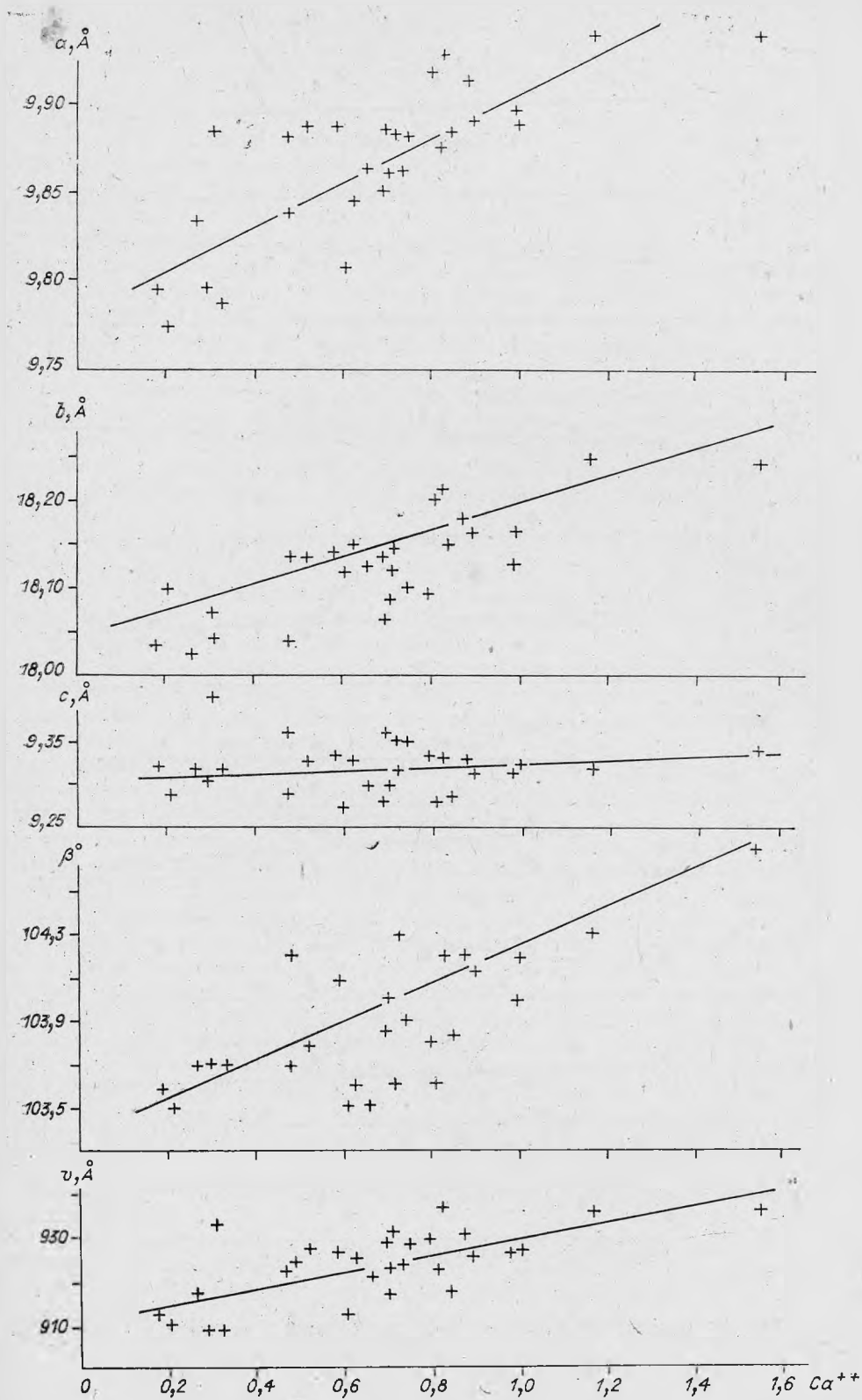


Рис. 31. Корреляция параметров элементарной ячейки и атомов кальция в кальциевых катенорах.

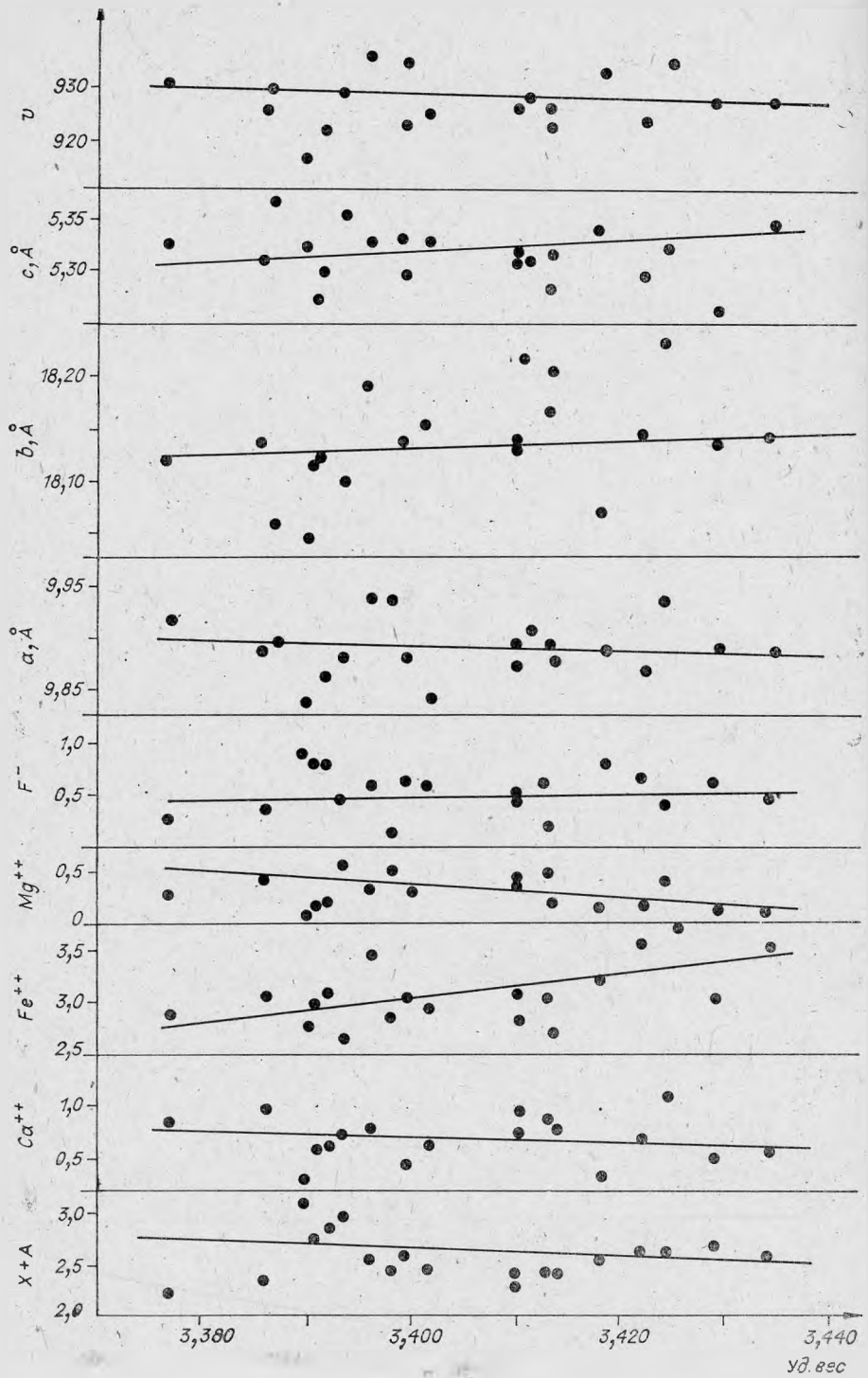
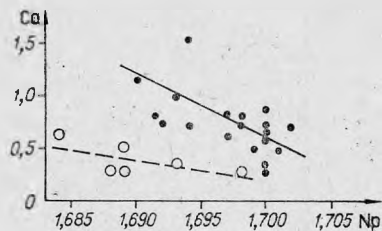


Рис. 32. Корреляция удельного веса катиферитов с составом и параметрами решетки.

Рис. 33. Корреляция оптических параметров с содержанием кальция в катофоритах. Черные кружки — из гранитов, светлые — из пегматитов.



ми b , c и обратная — с концентрациями Ca, Mg, параметром a и объемом V .

Амфиболы Са-катофоритовой серии встречаются в парагепезисе с кварцем, микроклином-пертитом и аксессуарным цирконом, ильменитом, реже магнетитом. Амфиболы этой серии обычно кристаллизуются в щелочных гранитах с коэффициентом агаитности 1,0—1,2. По данным ИКС [Щелочные амфиболы..., 1977] Са-катофориты являются менее упорядоченными, чем арфведсониты и тем более рибекиты, что, вероятно, связано с более высокой температурой их образования.

Распределение редких элементов в амфиболах. Средние содержания редких элементов в амфиболах различного состава приведены в табл. 21. В амфиболах трех описываемых изоморфных серий и внутри этих серий содержания редких элементов варьируют в широком диапазоне и, вероятно, концентрации их в амфиболах зависят от условий образования пород.

Содержание лития в арфведсонитах — от 500 и выше, а в Са-катофоритах — от 100 до 800 г/т, что значительно выше средних содержаний лития (27 г/т) в роговых обманках гранитоидов [Ляхович, 1972]. Доля амфибола в балансе лития (табл. 22) для арфведсонитов достигает 60—70% (иногда 100%) и для Са-катофоритов — 40%.

Достаточно сходно с литием ведет себя в амфиболах фтор. Его содержания в арфведсонитах выше, чем в Са-катофоритах, а также средних содержаний по В. В. Ляховичу для амфиболов гранитов. В амфиболах из пегматитов по сравнению с амфиболами из гранитов содержание фтора повышается. Амфиболы более чем в 20 раз концентрируют фтор по сравнению с породой. Доля амфибола в балансе фтора для арфведсонитов из гранитов в среднем составляет 76% (иногда 100%), арфведсонитов из пегматитов — 68%, Са-катофоритов — 35% (см. табл. 22). Уменьшение доли Са-катофоритов в балансе фтора по сравнению с арфведсонитами, вероятно, связано с присутствием в этих гранитах флюорита.

Обращает на себя внимание очень низкая концентрация рубидия в амфиболах по сравнению с другими минералами (г/т): в арфведсонитах — 4, в Са-катофоритах — 5—30. K/Rb отношения в арфведсонитах колеблются в интервале 700—2000, в Са-катофоритах — 250—1500. Доля амфибола в балансе рубидия ничтожна и составляет 0,2—1% (см. табл. 22). Содержания свинца в арфведсонитах колеблются в пределах 6—30 г/т при среднем содержании в амфиболах гранитов, по В. В. Ляховичу, 16 г/т. Доля амфибола в балансе свинца незначительна (1—2% в гранитах и 5% в пегматитах). В Са-катофоритах концентрации свинца значительно выше и доходят до 160 г/т, причем доля амфибола в балансе свинца возрастает до 11%. Соотношение содержаний свинца между породой и амфиболом зависит от принадлежности амфиболов к разным сериям (рис. 34).

Арфведсониты из гранитов концентрируют цинк в 10 раз интенсивнее пород: арфведсониты из пегматитов — в 2—5 раз, а Са-катофориты — в 10—40 раз. Доля амфибола в балансе цинка обычно более 50%, а иногда достигает 100% (см. табл. 22). Концентрации цинка в изученных амфиболах значительно превосходят средние содержания цинка в амфиболах гранитоидов [Ляхович, 1972].

Концентрация олова в арфведсонитах близка его содержаниям в самих породах и средним содержаниям в амфиболах гранитоидов по

Средние содержания редких элементов в амфиболах щелочных массивов Монголии (г/т)

Кол-во проб	Порода	Li	Rb	Pb	Zn	Sn	W	Ba	Sr	Nb	Ta	Zr	Hf	F	K/Rb	Ba/Sr	Nb/Ta	Zr/Hf
<i>Хан-Богдинский</i>																		
1	Амфиболовый гранит, вмещающий	93	9	12	630	26	—	25	21	130	2,7	420	13	1,28	780	1,19	48	32
15	Щелочные граниты главной фазы	1015	14	12	1430	16	0,7	23	67	53	1,8	663	14	1,28	961	0,43	33	50
10	Жильные щелочные граниты	1200	32	10	1801	16	2,4	38	60	40	1,9	1802	41	1,93	883	0,68	22	48
10	Щелочные пегматиты	1192	25	15	1289	14	0,4	25	46	37	1,5	1374	36	1,50	1152	0,55	27	46
<i>Харгадский</i>																		
3	Щелочные граниты	333	4	71	1466	47	0,2	26	42	225	4,1	606	16	0,42	1931	0,74	60	35
1	Щелочной пегматит	1814	15	62	1800	42	1,9	28	16	100	1,1	516	19	0,30	758	1,75	91	27
<i>Элсэтуинский</i>																		
2	Щелочные граниты	280	12	40	930	100	2,4	22	54	352	12	931	29	0,55	512	0,41	32	33
<i>Борун-Богдинский</i>																		
4	Щелочные граниты главной фазы	667	12	68	1810	270	5,5	32	23	585	22	1600	82	1,32	548	1,34	32	21
4	Жильный щелочной гранит	186	12	28	1550	320	2,4	30	17	188	3,4	940	70	1,85	666	1,76	55	13

Дзамын-Удский

2	Щелочной гранит	720	8	64	1340	27	Сл.	22	77	92	1,5	1055	28	0,85	1580	0,31	74	37
1	Пегматит щелочной	1674	22	35	910	30	»	22	23	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,08	430	0,96	—	—

Баян-Уланский

5	Щелочные граниты и грапосиениты	681	19	72	2750	79	2,5	23	15	207	3,7	1631	46	1,30	460	1,65	58	42
3	Жильные щелочные гранофиры	512	18	43	2420	39	3,0	19	13	183	3,5	1516	25	1,06	563	1,48	52	61

Даши-Балбарский

5	Щелочные граниты	477	34	100	1950	127	4,9	36	44	433	8,3	2752	58	1,15	297	0,93	54	48
1	Жильные гранофиры	1490	16	102	2800	150	3,1	20	27	305	6,1	2442	52	2,06	343	0,74	50	47
1	Щелочные пегматиты	1210	33	10	3200	210	4,7	26	23	330	1	1100	39	1,60	267	1,13	30	28

Мандал-Гобийский

4	Амфиболовый гранит	140	25	12	480	12	25	270	570	175	7,5	2160	30	0,48	721	0,47	23	27
---	--------------------	-----	----	----	-----	----	----	-----	-----	-----	-----	------	----	------	-----	------	----	----

Доля амфибола в балансе редких элементов (%) в массивах щелочных гранитов

Номер образца	% амфибола в породе	Li	Rb	Pb	Zn	Sn	Ba	Sr	Nb	Ta	Zr	Hf	F
<i>Хан-Богдинский массив</i>													
Кальциевые катокориты гранитов главной интрузивной фазы													
1056	4,8	45	0,5						13	5	9	13	32
1800	5,6	65	1	2	23	6			21	15	6	3	48
1801	6,7	77	0,4	5	58	19	1	18	33	0,5	7	6	63
1826	2,8	59	0,2	1	35	5			1	4	1	2	45
1820	5,6	55	0,6	2	32	11			23	20	7	10	
1821	5,7	60	0,6	2	22	9			21	9	7	9	
1808	7,2	132	0,6	2	144	50			104	36	19	26	135
Среднее	5,5	70	0,6	2	52	16	1	18	39	13	8	10	65
Арфведсониты гранитов главной интрузивной фазы													
898	2,4	39	0,2	2	88	3	0,7	18	7	3	2	0,7	38
1050	2,0	83	0,2						2	4	0,4	0,6	
1054	4,7	41	0,3						12	8	2	3	37
1827	5,0	90	0,3	0,3	21	3	2	14	1,2	2	0,8	1	62
1804	4,7	46	0,3	0,7	20	3							71
1825	7,3	147	0,4	4	52	10			15	4	3	3	171
1824	5,2			0,5	33	10			8	3	3	3	
Среднее	4,6	62	0,2	1	43	6	1	16	7	4	2	2	76
Арфведсониты жильных гранитов и пегматитов													
1792	22	84	2	5	79	33			13	—	1,4	3	
856/7	19								47	32	35	15	
1250	13,3	13	0,6						32	9	10	16	63
1954/6	17,8	100	2	2	51	6			2	6	5	5	81
1051	6,2	38	0,6						13	7	3	3	62
1253	16,3	71	2						16	10	8	11	
903	5,3	34	0,5	10	15	10	10	42					145
909	5,9	111	0,7	9	107	5	18	31	7	3	3	5	22
911	5,0	33	0,2	4	128	4	5	28					
1815	7,4	74	0,6	1	18	4			13	—	3	3	
1812	10	85	0,9	3	64	10			8	4	1,6	2	
Среднее	12,4	66	1	5	76	10	11	34	17	10	8	7	69
Щелочные катокоритовые граниты Хархадского (Хар), Борун-Богдинского (Спб), Баян-Уланского (Бу), Даши-Балбарского (Дб) массивов													
Хар-1234	0,7	23	0,3	4	21	10	0,4	3	6	4	1	2	15
Спб-1359	3,6	78	0,2	23	88	32	1,0	10	41	13	6	14	13
Бу-552	4,6	98	0,6	19	83	42	5	2	35	14	6	13	72
Бу-882	1,6	50	0,1	3	38	45	1	48	8	4	4	13	8
Бу-547	4,0	35	0,5	14		31	5	17	76	6	6	5	48
Дб-701	3,9								37	10	5	6	
Дб-698	6,0		1,0	2		91	2	15	36	16	13	11	28
Среднее	1,9	40	0,4	11	82	45	2	16	37	11	4	9	35

В. В. Ляховичу, а в Са-катокоритах она значительно выше, чем в породе (рис. 34). Доля амфиболов в балансе олова достигает 10—25% для арфведсонитов и 45% для Са-катокоритов (см. табл. 22).

Содержания бария в щелочных амфиболах варьируют от 10 до 60 г/т при средних его содержаниях в амфиболах гранитоидов — 68 г/т

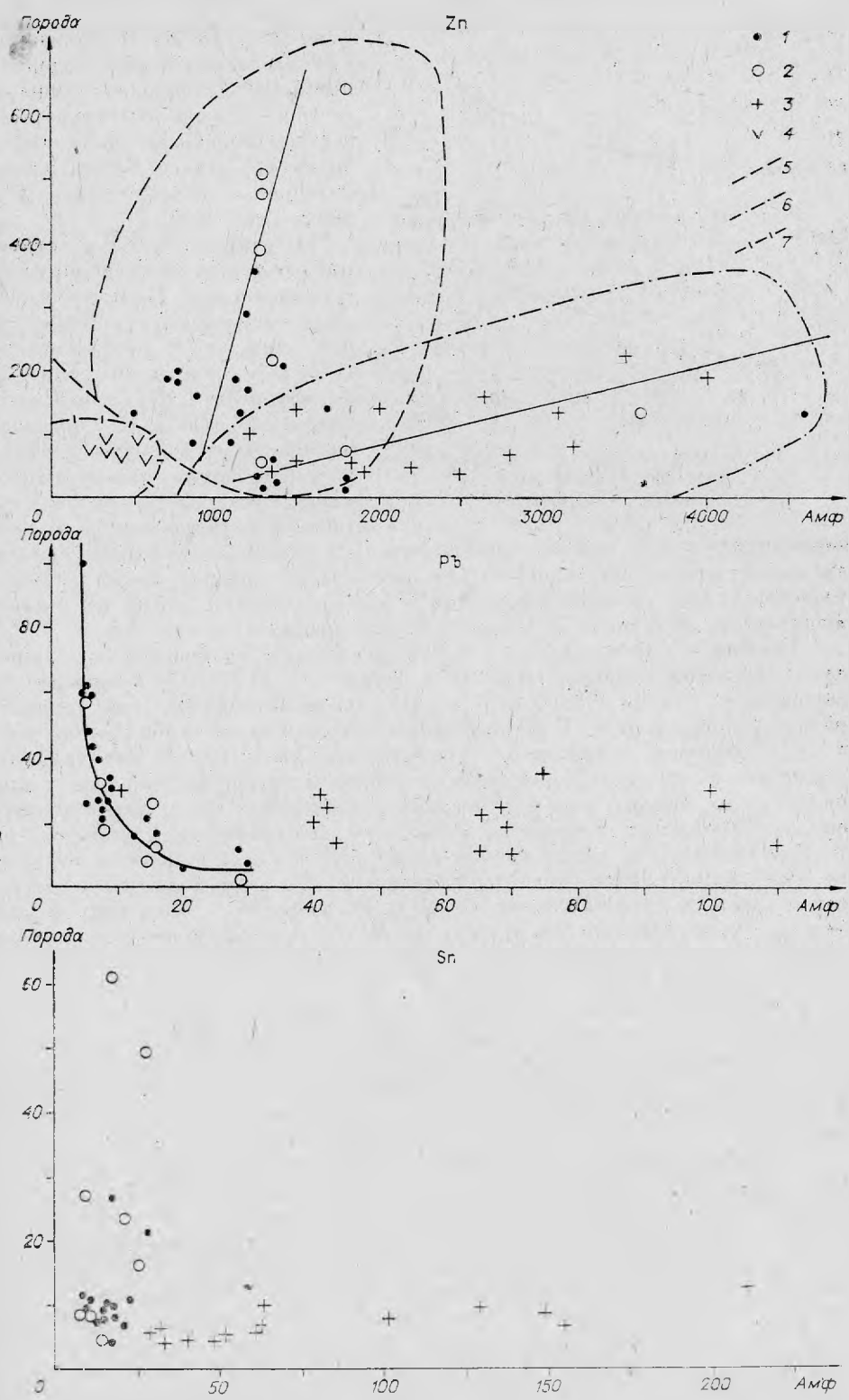


Рис. 34. Распределение цинка, свинца и олова (г/т) между породой и амфиболом.
 1 — арфведсониты из гранитов главной интрузивной фазы; 2 — арфведсониты из жильных гранитов и пегматитов; 3 — Са-катофориты; 4 — феррогастингситы; 5—7 — поля точек (5 — арфведсонитов, 6 — Са-катофоритов, 7 — феррогастингситов).

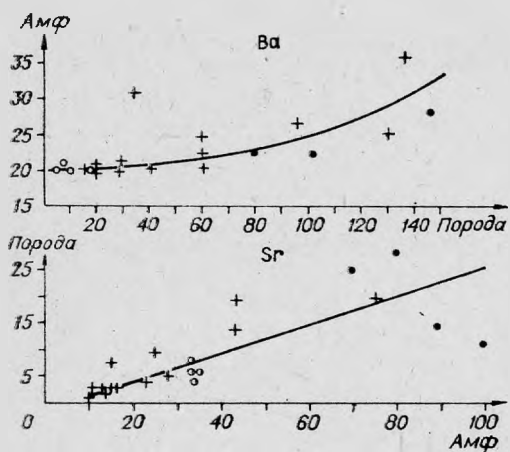


Рис. 35. Распределение бария и стронция между породой и амфиболом.
Усл. обозн. см. на рис. 34.

корреляция между содержанием стронция в породе и амфиболе вне зависимости от состава амфибола (см. рис. 35). Отношение Ba/Sr в Са-катофоритах, как правило, выше, чем в арфведсонитах, притом в Са-катофоритах это отношение от ранних пород к поздним повышается.

Ниобия в арфведсонитах в 5—10 раз больше по сравнению с породами при низких содержаниях его в породе (5—25 г/т). При повышении содержания ниобия в породе (более 25 г/т) роль амфибола как концентратора ниобия падает. В Са-катофоритах содержание ниобия выше, чем в арфведсонитах, и они концентрируют ниобий в 10—20 раз чаще по сравнению с породой. Концентрация ниобия в щелочных амфиболах при переходе от ранних пород к поздним повышается. Содержание ниобия во всех изученных амфиболах выше, чем для амфиболов гранитов, по В. В. Ляховичу (22 г/т). Средняя доля (см. табл. 22) амфибола в балансе ниобия для арфведсонитов гранитов — 7%, арфведсонитов пегматитов — 17%, Са-катофоритов — 37—39%. В амфиболах Монголии не наблюдается корреляция содержания ниобия с содержаниями титана, как это отмечалось для титансодержащих минералов ранее [Знаменский, Пополитов, 1964].

Содержание **тантала** в арфведсонитах близко к средним значениям для амфиболов гранитов [Ляхович, 1972]. В Са-катофоритах тантал в 3—10 раз выше по сравнению с породой. Содержание арфведсонитов в балансе тантала — 4—13%, Са-катофоритов — 11%. Отношение ниобия к танталу в амфиболах по сравнению с другими минералами довольно высокое.

Среднее содержание **циркония** в арфведсонитах ниже, чем в Са-катофоритах (см. табл. 21), но выше, чем в амфиболах гранитов, по В. В. Ляховичу (117 г/т). От гранитов к пегматитам концентрация циркония в арфведсонитах возрастает, а в Са-катофоритах падает. В Са-катофоритах циркония больше, чем в породе, а в арфведсонитах, напротив, меньше. Доля щелочных амфиболов в балансе циркония невелика — 2—8%. Это, вероятно, связано с тем, что щелочные граниты обычно содержат собственные минералы циркония.

Поведение **гафния** в амфиболах аналогично поведению циркония. Са-катофориты концентрируют гафний по сравнению с породами. В арфведсонитах гафния меньше, чем в пегматитах, и почти равно содержание его в гранитах. Доля щелочных амфиболов в балансе гафния

[Ляхович, 1972]. Наблюдаемая прямая корреляция содержания бария в породе и амфиболе (рис. 35) вне зависимости от состава амфибола. Доля амфиболов в балансе бария незначительна и составляет 0,6—1%, редко — 5—10%.

В отличие от бария **стронций** заметно концентрируется в амфиболах. В арфведсонитах содержание стронция выше, чем в Са-катофоритах. В балансе стронция доля Са-катофоритов — 16%, арфведсонитов — 16—34%, причем доля амфиболов в балансе стронция в амфиболитах из пегматитов ниже, чем из гранитов (см. табл. 22). Наблюдается прямая

не превышает 10%. Отношение циркония в гафнию уменьшается в амфиболах пегматитов по сравнению с амфиболами гранитов и близко к отношению этих элементов в породе.

ТУРМАЛИНЫ

Турмалины являются порообразующими или важными второстепенными минералами некоторых аляскистов, амазонитовых гранитов и пегматитов литий-фтористого типа, гранитов и пегматитов редкометального В—Ве подтипа и некоторых передкометальных жильных гранитов и пегматитов стандартного геохимического типа. Ранее нами исследовались турмалины из пегматитов Хух-Дель-Улы [Владыкин, Дорфман и др., 1974], гранитов и пегматитов Унчжула [Владыкин, Антипин, 1976], пегматитов Солонкера и Горихо, гранитов Югодзыря, гранитов и грейзенов Хара-Мориту и Богдо-Улы, кварцевых жил Онгон-Хайрхана и Юдугыяна, гранитов и пегматитов Хуху-Улы и Бэрхе-Гола.

Номенклатура турмалинов. Как известно, химический состав турмалинов довольно разнообразен. Однако подавляющее большинство составов природных турмалинов представлено эльбаитами, шерлами, дравитами и промежуточными разновидностями между эльбаитами-шерлами

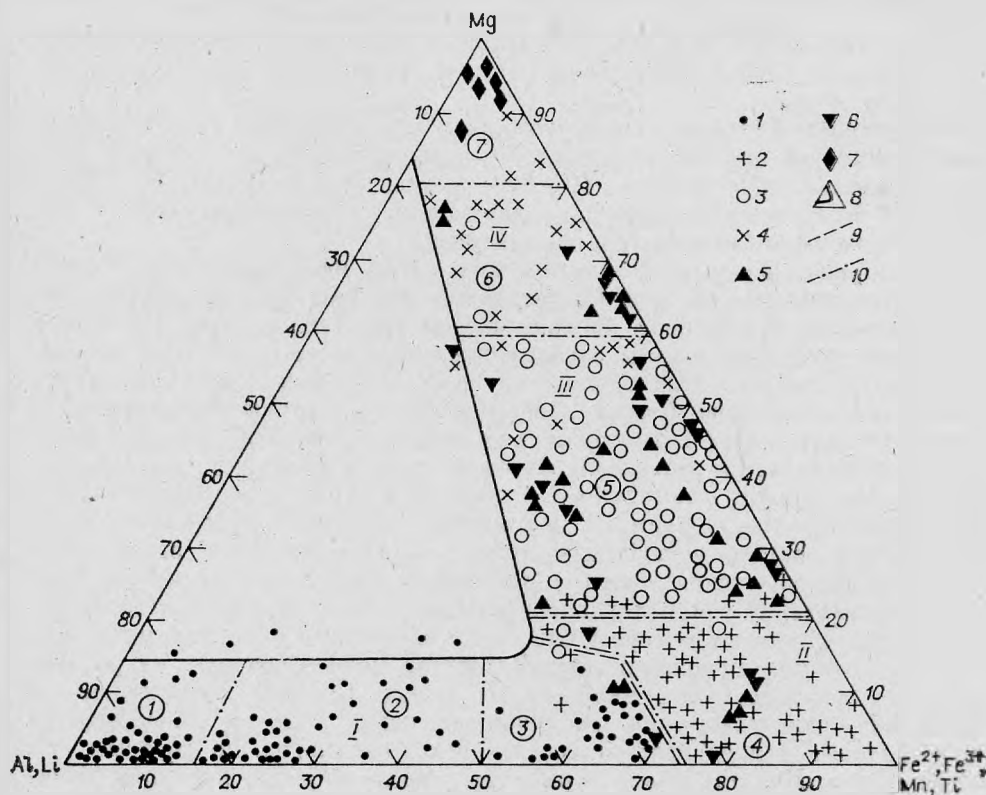


Рис. 36. Классификационная диаграмма составов турмалинов.

1—8 — турмалины: 1 — редкометальных пегматитов; 2 — гранитов и близких к ним пегматитов; 3 — мусковитовых пегматитов, залегающих в метаморфических породах; 4 — метаморфических пород; 5 — кварцевых жил; 6 — грейзенов и реакционных пород; 7 — карбонатных пород; 8 — линия, ограничивающая составы турмалинов; 9 — линии, разделяющие генетические группы турмалинов; 10 — линии, разделяющие поля составов турмалинов. Цифры в кружках — поля составов: 1 — эльбаиты, 2 — железистые эльбаиты, 3 — литий-алюминиевые шерлы, 4 — шерлы, 5 — магниезальные шерлы, 6 — железистые дравиты, 7 — дравиты. Римские цифры — генетические группы.

и дравитами-шерлами. Железистые бургериты и ферриты, кальциевые увиты и марганцевые тсиланзиты встречаются редко. Номенклатуру составов турмалинов удобно рассматривать на треугольной диаграмме (рис. 36) [Владыкин и др., 1975], в вершинах которого располагаются ведущие элементы группы Y: $(Al^{VI} + Li) - (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Ti) - (Mg)$. Сумма атомов группы Y пересчитана на 100%. Доля компонентов каждой группы характеризует относительные содержания эльбантового, шерлового и дравитового минералов. Кроме изученных нами 70 турмалинов из МНР, на диаграмме приведены 320 составов турмалинов, опубликованных в литературе ранее [Сливко, 1955; Барсапов, Яковлева, 1964, 1965, 1966; Шпрыева, Шмакин, 1969]. Расчет минералов на кристаллохимическую формулу проводился по специально разработанной программе [Лавридес, Владыкин, 1975] катионным методом [Борнеман-Старынкевич, 1964; Булах, 1967] на ЭВМ. Как видно из диаграммы (см. рис. 36), среди турмалинов существуют все промежуточные составы в ряду эльбант — шерл и шерл — дравит, что подтверждает наличие непрерывного твердого раствора между ними. В то же время практически отсутствуют промежуточные составы между эльбантом и дравитом, что указывает на наличие здесь разрыва смешимости. Предлагается следующее более дробное разделение эльбант-шерлового изоморфного ряда. Эльбантами мы называем турмалины, содержащие в своем составе 100—85% эльбантового (алюминиево-литиевого) минала; железистомарганцевыми эльбантами — турмалины, содержащие 85—50% эльбантового минала, литийсодержащими шерлами — 50—25% эльбантового минала и шерлами — 25—0% эльбантового минала.

В шерл-дравитовом изоморфном ряду в зависимости от содержания дравитового (магниевого) минала (%) выделяются: 0—20 — шерлы, 20—60 — магнезиальные шерлы, 60—80 — железистые дравиты, 80—100 — дравиты. Бургериты и ферриты, содержащие трехвалентное железо, при такой систематике попадают в поле шерлов.

В породах различных генетических групп кристаллизуются турмалины определенного состава. На диаграмме (см. рис. 36) выделено четыре поля составов турмалинов из генетически различных пород. В *первое* поле попадают турмалины эльбант-шерлового ряда (эльбанты, железистые эльбанты, литиевые шерлы) из редкометалльных, преимущественно литиевых пегматитов. *Второе* поле объединяет составы турмалинов из турмалиносодержащих гранитов и жильных пегматитовых тел, для которых непосредственно устанавливается пространственная и генетическая связь с указанными гранитами. Составы этих турмалинов отвечают наиболее железистым шерлам. В *третье* поле попадают турмалины, отвечающие по составу железистым дравитам, из пегматитов, залегающих среди метаморфических пород, с которыми часто связаны месторождения мусковита. В районах распространения таких пегматитов часто отсутствуют гранитные массивы или связь пегматитов с имеющимися массивами гранитов проблематична. *Четвертое* поле — дравиты из различных метаморфических и карбонатных пород. Составы турмалинов из грейзенов, кварцевых жил, реакционных пород, экзо- и эндоконтактов пегматитовых тел зависят от состава исходных пород, по которым они развивались. Поэтому такие турмалины имеют широкие вариации химического состава. Они расположены в пределах полей диаграммы II—IV и отвечают изоморфному ряду шерл — дравит.

Турмалины гранитов и пегматитов МНР. Химические составы турмалинов Монголии представлены в табл. 23 и на диаграмме рис. 37. Турмалины литий-фтористых гранитов Югодзырьского, Богдо-Улинского и Хара-Моритинского массивов и турмалинитов Жанчивлапского массива являются наиболее железистыми разновидностями и попадают в область шерловых составов (см. рис. 37). Для этих турмалинов характерны низ-

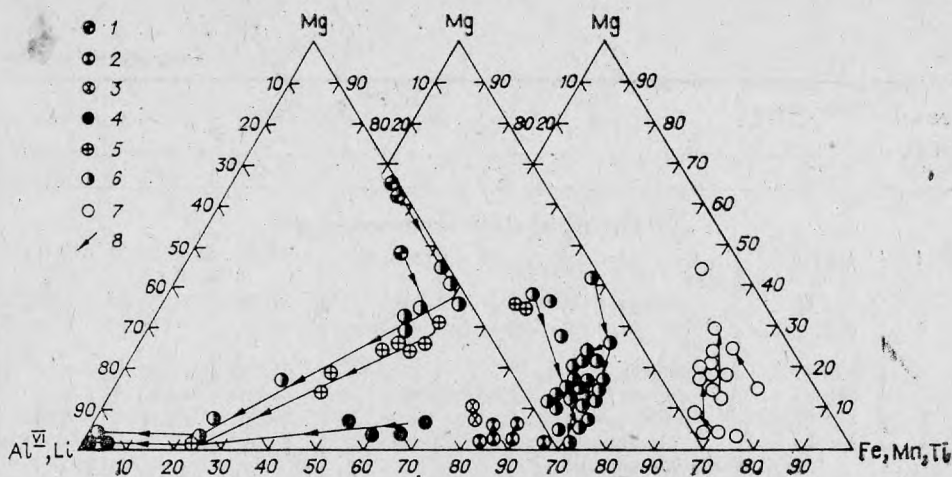


Рис. 37. Диаграмма составов турмалинов из различных типов пород.
 1 — метаморфические породы; 2—6 — литий-фтористый тип: 2 — граниты, 3 — турмалиниты, 4 — пегматиты, 5 — приконтактовые породы пегматитов, 6 — гранитиды В—Ве подтипа; 7 — редкометалльные гранитоиды стандартного геохимического типа; 8 — направление эволюции составов.

кие содержания магния и повышенные (до 1%) содержания фтора. В поле литий-фтористых пегматитов Хух-Дель-Улы от менее к более литиевым пегматитам состав турмалинов изменяется от шерлов до эльбантов. В зоне контакта рассматриваемых пегматитов с вмещающими породами состав турмалинов изменяется от железистого дравита в экзоконтактовых сланцах через магнезиальные шерлы в зоне непосредственного контакта с пегматитом до состава индиголита в эндоконтакте (см. рис. 37). В этом случае идет замещение.

В пегматитах Унчула [Владыкин, Антипин, 1976] при переходе от ранних пегматитов к более поздним эволюция составов турмалинов аналогична эволюции турмалинов из экзо- и эндоконтактовых пород Хух-Дель-Улы (см. рис. 37). Во вмещающих метаморфических породах этого района наблюдаются многочисленные кварц-турмалиновые жилы с турмалином состава железистого дравита. В пегматизированных ксенолитах этих турмалиновых жил встречены зональные турмалины, у которых (см. табл. 23) внутренняя часть кристалла отвечает составу магнезиального шерла (1769/116), а внешняя — составу индиголита (1769/11а). Схема изоморфизма в турмалинах аналогична описанной выше. Турмалины в этих пегматитах появляются, как правило, в телах, залегающих в метаморфических породах, содержащих турмалиновые жилы. Вероятно, часть бора в этих пегматитах заимствуется из вмещающих пород. В наиболее редкометалльных пегматитах Унчульского поля встречаются турмалины тсилазитового и эльбантового состава в парагенезисе с марганецсодержащим лепидолитом.

Другой тип эволюции составов турмалинов наблюдается в гранитах и пегматитах В—Ве подтипа стандартного геохимического типа. В Хадасанских жильных гранитах по мере удаления жил от массива биотитовых гранитов состав турмалинов меняется от железистых дравитов до шерлов (см. рис. 37). Характерная особенность этих турмалинов — аномально низкие содержания фтора, что согласуется с низкими содержаниями фтора в самих гранитах. В породах горы Хух-Ула при переходе от гранитов к пегматитам и грейzenам в турмалинах уменьшаются содержания магния и увеличиваются концентрации железа и алюминия (см. рис. 37). Состав турмалинов в наиболее поздних породах этих массивов приближается к турмалинам литий-фтористых гранитов.

Противоположная тенденция изменения составов турмалинов (см.

Химический состав

№ п/п	Номер образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	B ₂ O ₃
1	2	3	4	5	6

Литий-фтористый геохимический тип

1	1847	Амазонитовый гранит, Югодзьерский	34,26	0,48	11,14
2	1832/1	Аляскит с биотитом, там же	34,86	0,13	10,90
3	838/6	Аляскит с биотитом, Богдо-Улинский	34,72	0,55	11,00
4	836/8	Грейзен, там же	34,18	1,27	10,60
5	853/6	Аляскит, Хара-Моритинский	34,66	0,65	11,16
6	851/11	Грейзен, там же	36,26	0,16	10,52
7	Дч-2	Турмалинизированный сланец, Жанчивланский	35,11	0,38	10,78
8	Дч-3	Турмалинит, там же	34,95	0,41	11,10

Пегматитовое поле Хул-Дель-Улы

9	804/10	Шерл-мусковитовый пегматит (I тип)	36,06	0,76	10,81
10	805/1	То же	36,90	0,46	10,45
11	521/1	Эндоконтактовая зона пегматита (III тип)	36,15	0,31	11,00
12	1105	Эндоконтактовая зона пегматита (III тип)	37,00	0,31	10,84
13	766a	Эльбаит-лепидолитовый пегматит (V тип)	39,01	—	10,02
14	525/4	Эндоконтактовая зона пегматита (V тип)	36,52	0,13	11,52
15	750	Экзоконтактовая зона пегматита	36,15	1,30	10,70
16	1	То же	35,34	1,34	11,10
17	2	»	37,43	1,44	11,31
18	3	»	35,47	0,48	10,20
19	5	»	36,22	1,10	10,80
20	803/3	Сланец недалеко от контакта	38,10	1,23	10,44
21	КБ-2	Лепидолитовый пегматит СССР	41,88	0,20	10,44

Геохимический тип стандартных гранитоидов

22	718	Жильный гранит, Модотинский	36,40	0,80	9,57
23	1352	Мусковитовый пегматит, там же	35,93	0,93	10,75
24	1020/6	Мусковитовый гранит, Сайханулинский	36,29	0,36	9,98
25	1325	То же	35,61	0,42	10,29
26	1328/1	»	35,53	0,50	10,10
27	123	Пегматит, Горихинский	35,58	0,46	10,10
28	1779/11	Мусковитовый пегматит, Солонкерский	35,99	1,02	10,43
29	1783	То же	35,25	1,00	11,18
30	1784	»	35,73	0,90	11,18
31	1779/1a	»	35,42	1,08	11,00
32	808/8	Мусковитовый грейзен, Онгон-Хайрханский	36,34	1,02	10,70
33	1068	То же, Юдугинский	36,19	0,90	10,89

Бор-бериллиевый подтип

Уинжульское пегматитовое поле

34	1766/8	Кварц-турмалиновая жила, метаморфические породы	36,23	0,65	10,44
35	536/8	Гранат-турмалиновые пегматиты (II тип)	35,79	0,32	11,91
36	1768/4	То же	34,36	0,32	10,75
37	1767a	Мусковитовые пегматиты (III тип)	35,56	0,60	10,52
38	1508/23	Лепидолитовые пегматиты (IV тип)	39,07	0,40	11,85

турмалинов (вес. %)

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	H ₂ O	F	Σ
7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18

Литий-фтористый геохимический тип

24,21	4,87	18,68	0,16	0,18	0,15	2,80	0,32	0,05	1,80	0,86	99,60
32,26	1,18	14,37	0,18	0,34	0,39	2,03	0,41	0,03	2,08	0,45	99,42
29,83	0,14	16,52	0,23	0,74	0,16	2,37	0,11	0,04	2,52	0,87	99,43
29,78	8,83	9,16	0,24	0,60	0,14	2,30	0,10	0,04	1,80	0,95	99,59
30,25	4,16	12,75	0,25	0,41	0,10	2,50	0,10	0,04	1,93	0,97	99,52
32,79	2,99	6,40	0,04	4,96	0,63	1,99	0,06	—	2,67	0,40	99,70
31,03	7,28	9,21	0,10	1,24	0,27	2,45	0,19	0,02	1,14	0,75	99,64
31,24	3,80	12,76	0,11	0,86	0,34	1,75	0,10	0,01	1,81	0,47	99,51

Пегматитовое поле Хух-Дель-Улы

34,08	0,19	11,80	0,45	0,63	0,29	1,77	0,39	0,22	2,61	0,93	100,60
32,79	2,58	10,64	0,38	0,36	0,26	1,59	0,28	0,17	2,96	0,45	100,08
34,28	2,69	8,41	0,37	0,90	0,33	1,94	0,30	0,32	2,00	0,77	99,45
34,32	1,51	7,55	0,25	2,14	0,36	1,81	0,27	0,27	2,16	1,08	99,42
40,80	0,20	0,20	0,04	0,17	0,90	1,34	2,14	1,85	3,25	1,10	100,56
37,83	1,87	3,23	0,04	0,17	2,15	2,05	0,30	1,27	1,26	1,80	99,38
31,11	1,96	9,34	0,04	3,23	0,97	1,79	0,30	0,16	2,65	1,10	100,34
32,39	1,62	9,34	0,11	3,25	1,26	1,75	0,38	0,18	1,46	0,95	100,07
30,74	1,79	8,44	0,09	3,23	0,77	1,67	0,46	0,21	1,55	0,72	99,55
34,22	2,97	7,55	0,13	2,69	0,80	2,03	0,29	0,12	2,35	0,67	99,69
31,11	1,22	10,01	0,06	3,22	0,89	2,13	0,42	0,22	2,34	1,00	100,32
30,56	2,91	4,31	0,04	5,12	0,93	1,57	0,51	0,22	2,75	1,00	99,27
38,03	—	0,99	0,45	0,09	0,51	1,52	0,09	2,05	3,01	0,72	99,68

Геохимический тип стандартных гранитоидов

31,18	5,39	7,72	0,34	0,56	0,58	1,75	0,37	0,01	4,23	1,26	99,63
32,58	2,15	10,35	0,03	2,41	0,69	1,82	0,25	0,01	1,17	1,25	99,79
33,64	5,58	8,55	0,48	0,70	0,26	1,69	0,25	0,02	2,00	0,37	100,02
34,09	2,57	10,35	0,40	1,03	0,24	1,77	0,40	0,04	2,19	0,31	99,58
33,16	2,46	11,50	0,55	0,37	0,16	1,71	0,15	0,02	3,16	0,25	99,51
29,92	10,38	8,08	0,38	0,31	0,02	2,45	0,10	0,04	1,56	0,12	99,45
32,25	3,07	8,44	0,08	3,55	0,50	1,97	0,21	0,01	1,59	0,50	99,40
32,36	3,15	10,24	0,19	2,01	0,30	1,78	0,27	0,04	1,72	0,55	99,81
32,70	3,27	8,98	0,09	2,50	0,34	1,72	0,22	0,02	1,89	0,25	99,68
33,20	2,21	10,96	0,13	1,63	0,43	1,80	0,27	0,01	1,55	0,17	99,79
31,00	2,54	6,64	0,10	5,32	1,15	1,80	0,20	0,01	2,49	0,42	99,55
31,80	2,59	9,52	0,06	3,23	0,46	1,80	0,21	0,01	1,67	0,42	99,57

Бор-бериллиевый подтип

Унчэжэньское пегматитовое поле

29,41	4,10	4,85	0,06	7,71	1,75	2,05	0,15	—	2,55	0,10	100,01
28,16	1,98	10,79	0,39	4,00	0,50	2,09	0,19	0,02	3,40	0,20	99,66
31,95	3,11	11,50	0,61	0,62	0,53	2,47	0,23	0,19	2,90	0,40	99,77
29,51	3,11	7,90	0,21	5,64	1,02	2,80	0,36	0,03	2,30	0,63	99,93
36,42	—	0,84	3,32	0,05	0,59	2,09	0,32	1,47	3,38	1,14	99,98

1	2	3	4	5	6
39	1769/10	То же	39,04	0,43	11,31
40	1770	Эндоконтатт лепидолитового пегматита (IV тип)	36,15	0,90	10,60
41	1771/3а	То же	35,79	0,72	11,31
42	1769/11а	Переработанный ксенолит турмалиновой жилы в лепидолитовом пегматите, внешняя часть кристалла	37,10	0,60	11,30
43	1769/11б	То же, внутренняя часть кристалла	36,32	0,76	11,40
<i>Массивы района Хузун-Улы</i>					
44	1722	Турмалин-альбитовые граниты	35,94	0,60	9,64
45	1723	То же	35,51	0,70	9,58
46	1725	»	35,46	0,70	9,84
47	1727	»	34,50	0,57	10,48
48	14	»	37,20	0,90	10,54
49	16	Турмалин-мусковитовые пегматиты	36,76	0,57	10,10
50	10	То же	37,08	0,64	9,33
51	1708/7а	Турмалинит	34,95	1,17	11,00
52	1726	Мусковитовый грейзен	34,76	0,72	10,30
53	1724	Полевошпат-турмалиновая порода	33,58	0,76	9,21
<i>Пегматитовое поле Бэрхс-Гол</i>					
54	1710	Мусковитовый гранит	34,25	0,42	9,77
55	1715/8	Альбитовый пегматит	34,74	0,33	10,73
56	1725/1	»	35,27	0,35	10,15
<i>Пегматитовое поле Хадасанского массива</i>					
57	1512	Мусковитовые жильные граниты	36,47	0,26	11,18
58	1512/10	То же	35,58	0,43	10,51
59	523/18	»	36,36	0,31	10,29
60	518	»	36,87	0,80	10,85
61	525/5	Мусковитовые пегматиты	37,82	0,82	10,91
62	525/6	»	37,61	0,87	10,03
63	522/15	»	40,75	0,81	11,00
64	523/2	Экзоконтактный сланец	40,64	0,67	9,86

Примечание. Сумма дана за вычетом пересчета на фтор.

рис. 37) от шерлов к магнезиальным дравитам наблюдается при переходе от гранитов к пегматитам и грейzenам в нередкометальных породах стандартного геохимического типа (массивы Модото, Сайхан-Улы, Солонкера, Юдугыина Восточного и Онгон-Хайрхана) [Мезозойская и кайнозойская тектоика..., 1975].

Зависимость физических свойств турмалинов от состава. Параметры элементарной ячейки изученных турмалинов приведены в табл. 24. Ранее [Дир и др., 1965] была сделана попытка определения составов турмалинов с использованием только рентгеноструктурных данных. Для этого были предложены диаграммы зависимости изменения параметров a и c и их отношения c/a .

Эти построения основаны на том, что в структуре турмалинов при замещении $Al^{3+} + Li \rightleftharpoons 2Fe^{2+}$ в позиции Y (эльбаит-шерловый ряд) и Al^{3+} , Fe^{3+} в позиции «фонарей» (шерл-бургеритовый ряд) наблюдаются близкие увеличения параметров a и c . При замещении $Fe^{2+} \rightleftharpoons Mg^{2+}$ (шерл-дравитовый ряд) параметр a уменьшается, а параметр c увеличивается. По этой причине на предложенных диаграммах (рис. 38—40) точки соотношения параметров эльбаит-шерлового и шерл-дравитового ряда ложатся на разные линии, отличающиеся углом наклона. Аналогична зависимость объема элементарной ячейки V и отношения c/a [Афофина и др.,

7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
35.68	—	2,05	2,82	0,41	0,67	2,30	0,35	1,52	2,52	1,07	99,42
30.86	1,96	8,08	0,88	4,05	0,96	2,35	0,08	0,18	2,00	0,90	99,57
29.61	1,58	9,16	0,68	4,34	0,47	2,69	0,25	0,14	2,20	0,92	99,47
33.29	0,13	6,03	0,70	1,93	0,40	2,60	0,65	1,06	3,07	1,17	99,54
30.37	0,75	9,34	0,68	3,56	0,49	2,62	0,15	0,03	2,47	0,97	99,50
<i>Массивы района Хуху-Улы</i>											
32.55	1,13	12,21	0,37	1,96	0,72	2,41	0,20	0,06	2,01	0,50	100,09
31.44	1,29	10,78	0,26	3,03	0,36	2,90	0,36	0,04	3,35	0,50	99,89
31.60	3,28	10,01	0,20	2,79	0,38	2,55	0,23	0,02	2,86	0,25	100,07
32.63	2,56	11,50	0,45	1,90	0,27	2,47	0,23	0,03	2,51	0,45	100,06
31.67	2,83	9,34	0,43	1,85	0,23	1,89	0,10	0,06	2,28	0,86	99,82
33.34	5,58	6,83	0,34	1,60	0,12	1,62	0,22	0,02	2,90	0,83	100,48
32.60	—	12,93	0,35	1,13	0,18	1,52	0,26	0,04	3,46	0,86	100,02
32.86	2,06	10,60	0,14	2,03	0,31	1,75	0,10	0,04	2,27	0,52	99,58
32.24	2,71	10,01	0,16	3,10	0,41	2,43	0,20	0,03	2,37	0,30	99,61
33.42	0,87	12,21	0,51	1,34	0,33	2,51	0,34	0,03	4,64	0,35	99,95
<i>Пегматитовое поле Бэрхе-Гол</i>											
34.13	2,41	11,13	0,22	1,86	0,35	2,41	0,23	0,05	2,43	0,80	100,12
33.55	11,31	4,03	0,40	0,15	0,12	1,73	0,09	0,09	1,86	0,55	99,45
33.81	1,37	12,04	0,28	1,93	0,15	1,87	0,10	0,02	2,41	0,40	99,98
<i>Пегматитовое поле Хадасанского массива</i>											
32.60	4,10	10,21	0,33	0,58	0,07	1,59	0,17	0,03	1,90	0,04	99,51
32.81	4,91	9,88	0,30	1,11	0,14	1,67	0,15	0,02	1,91	0,02	99,43
33.41	2,55	10,20	0,48	1,76	0,26	1,51	0,17	0,01	2,22	0,03	99,25
32.95	1,81	7,15	0,04	4,84	0,64	1,85	0,18	—	1,88	0,02	99,87
32.17	1,68	7,11	0,05	4,39	0,54	1,90	0,29	0,01	2,15	0,02	99,85
32.12	2,72	6,11	0,05	4,81	0,59	1,77	0,26	—	3,29	0,04	100,25
31.05	0,78	7,05	0,13	4,14	0,60	1,96	0,18	0,01	1,69	0,12	100,22
30.32	2,58	7,84	0,15	3,23	0,50	1,78	0,13	0,02	1,47	0,15	99,37

1976, 1980]. Используя перечисленные зависимости, можно определить состав турмалинов по рентгеновским данным (рис. 41, 42).

Изменения плотности турмалинов и оптических свойств, как было показано ранее [Дир и др., 1965; Барсапов, Яковлева, 1964, 1965, 1966], коррелируются с величиной их железистости.

В границах и пегматитах стандартного геохимического типа турмалины образуются в парагенезисе с мусковитом, гранатом, микроклином, плагноклазом и кварцем. В амазонитовых графитах литий-фтористого геохимического типа (Югодзырьский массив) встречен довольно редкий парагенезис турмалина с топазом и протолитионитом. В литий-фтористых пегматитах Хух-Дель-Улы шерлы встречены в парагенезисе с литиевым мусковитом, микроклином, альбитом, бериллом, реже графитом, а альбит — в парагенезисе с кварцем, лепидолитом и альбитом.

Изучение составов сосуществующих пар турмалина и гранита показало, что железо и марганец распределяются между ними закономерно и являются функцией температуры. На основе этой зависимости предлагается гранат-турмалиновый геотермометр (см. рис. 82). Градуировка его проведена по мусковит-плагноклазовому [Милькевич, Котов, 1972] и биотит-гранатовому [Перчук, 1970] геотермометрам.

Параметры элементарной ячейки и объем (в Å) турмалинов

№ п/п	a	c	v	№ п/п	a	c	v	№ п/п	a	c	v	№ п/п	a	c	v
1	16,052	7,231	1613	17	15,972	7,153	1580	33	15,902	7,188	1574	49	15,974	7,168	1584
2	15,989	7,159	1585	18	15,950	7,144	1574	34	15,929	7,226	1588	50	15,983	7,167	1585
3	16,003	7,187	1594	19	15,976	7,164	1584	35	15,914	7,202	1579	51	15,971	7,154	1580
4	16,006	7,183	1594	20	15,961	7,157	1579	36	15,994	7,160	1586	52	15,976	7,173	1585
5	16,005	7,180	1593	21	15,841	7,104	1544	37	15,980	7,199	1592	53	15,984	7,162	1585
6	15,954	7,191	1585	22	—	—	—	38	15,900	7,125	1560	54	15,988	7,169	1587
7	15,991	7,190	1592	23	15,985	7,165	1585	39	15,866	7,230	1576	55	15,964	7,188	1587
8	15,990	7,182	1590	24	15,975	7,159	1582	40	15,980	7,168	1585	56	15,967	7,165	1582
9	15,982	7,147	1580	25	15,981	7,148	1581	41	15,995	7,174	1589	57	15,979	7,167	1584
10	15,981	7,152	1581	26	15,988	7,157	1584	42	15,921	7,132	1566	58	15,973	7,165	1583
11	15,952	7,139	1573	27	16,005	7,194	1596	43	15,981	7,171	1586	59	15,969	7,168	1583
12	15,947	7,135	1571	28	15,976	7,151	1581	44	15,982	7,179	1588	60	15,960	7,176	1583
13	15,822	7,096	1538	29	15,977	7,149	1580	45	15,985	7,161	1584	61	15,971	7,167	1583
14	15,892	7,117	1556	30	15,968	7,152	1579	46	15,970	7,182	1586	62	15,920	7,187	1576
15	15,985	7,167	1586	31	15,980	7,155	1582	47	15,991	7,145	1582	63	16,007	7,165	1589
16	15,982	7,159	1584	32	15,971	7,177	1585	48	15,988	7,165	1586,1	64	15,970	7,170	1583

Примечание. Норма и описание образцов см. в табл. 23. Апатитик Г. Г. Афонина.

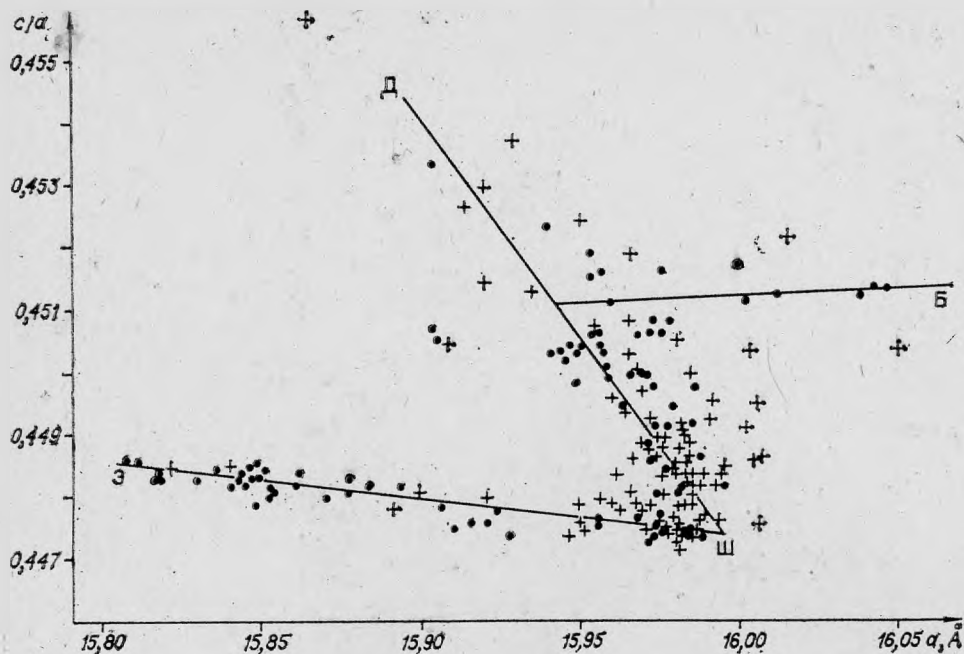


Рис. 38. График зависимости параметра a и отношения c/a в турмалинах. Здесь и далее графики зависимости рентгеновских параметров турмалинов приводятся по работе Г. Г. Афонинной и других (1976). Крестики — турмалины из пород МНР, кружки — из пород СССР.

При понижении температуры образуется все более железистый турмалин в парагенезисе с все более марганцевым гранатом. Используя эти соотношения в серии турмалинов и гранатов из унчжуньских пегматитов, можно сделать вывод, что редкометалльные пегматиты кристаллизовались при температурах на 200° ниже, чем нередкометалльные.

Редкие элементы в турмалинах. Содержания редких элементов в турмалинах (табл. 25, см. вкладку), как и их химический состав, являются

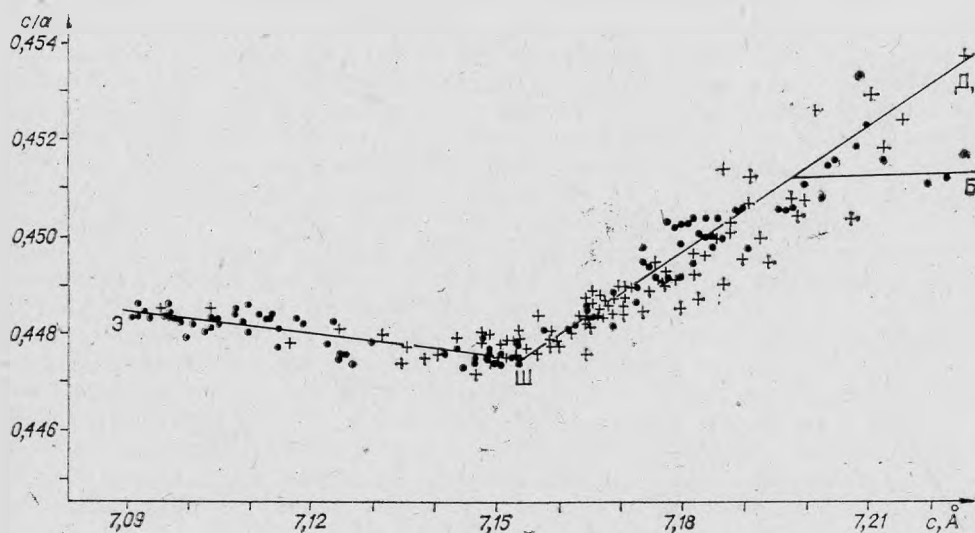


Рис. 39. Зависимость параметра c и отношения c/a в турмалинах.

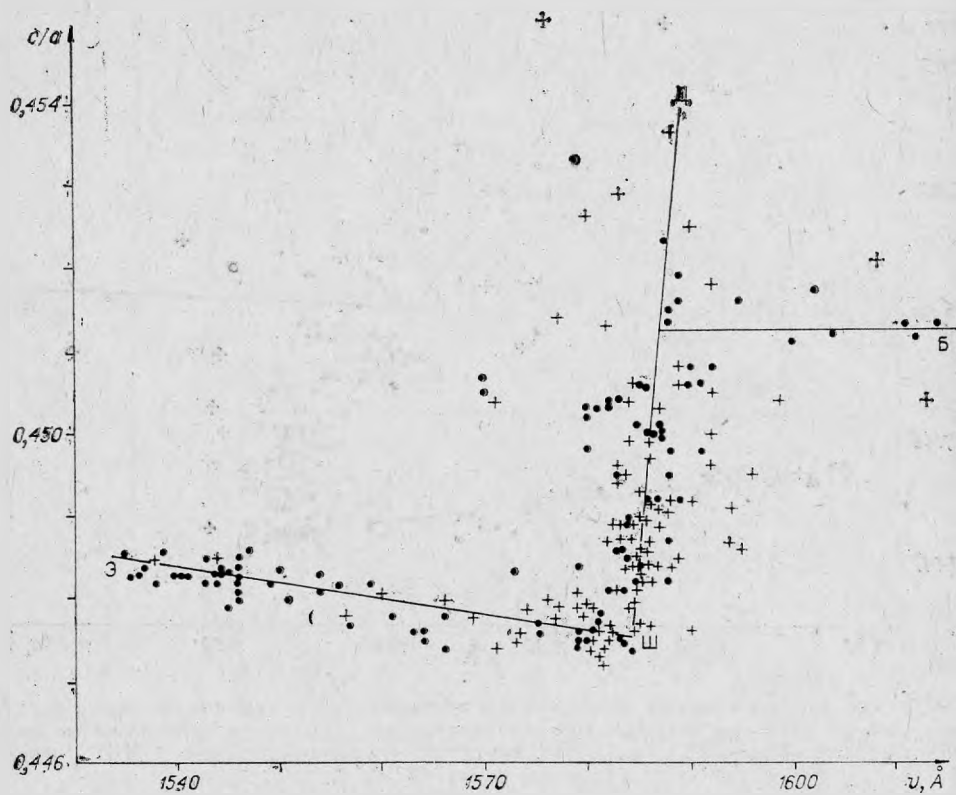


Рис. 40. Зависимость объема элементарной ячейки и отношения c/a в турмалинах.

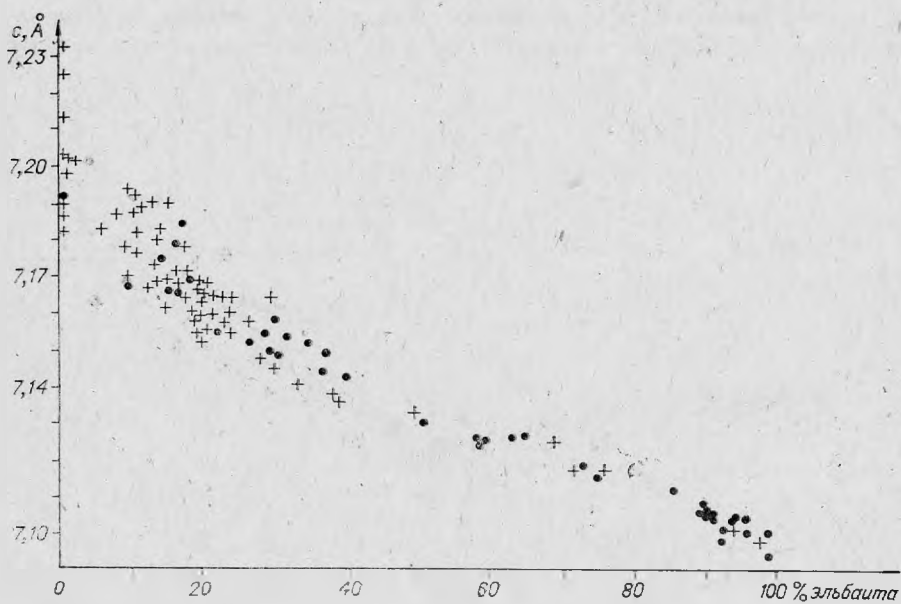


Рис. 41. Зависимость параметра c от содержания эльбаитовой составляющей.

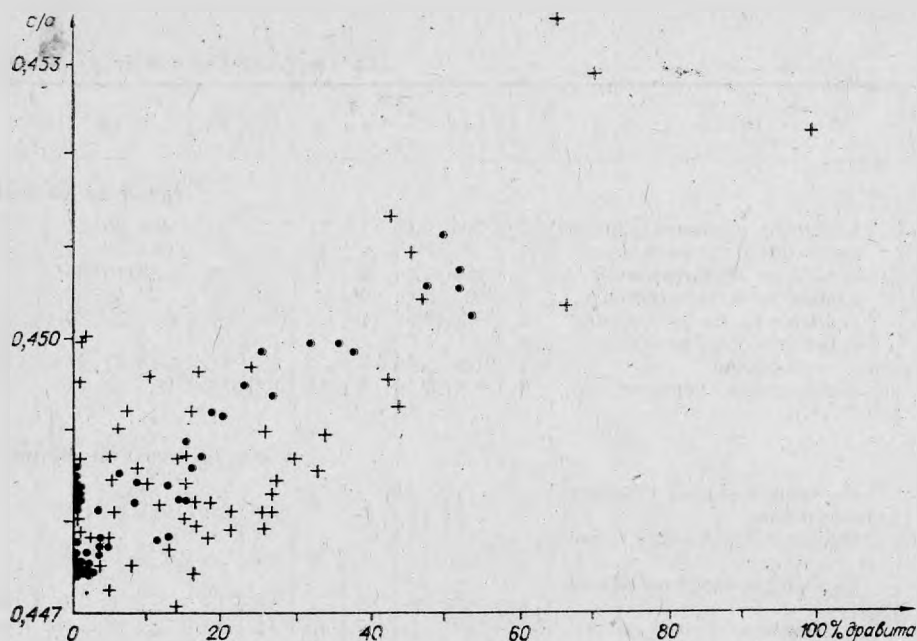


Рис. 42. Зависимость отношения c/a от содержания дравитовой составляющей.

типохимическим признаком. Концентрации таких элементов, как Li, Rb, Be, Sn, Zn, Nb, Ta, TR, указывают на генетическую принадлежность турмалинов к тому или иному геохимическому типу, а по содержаниям в турмалинах Ni, Co, Cr, V, Zr и TR можно судить о влиянии химизма вмещающих пород на условия кристаллизации турмалиносодержащих пород [Ляхович, 1973].

Литий. Содержания лития в турмалинах варьируют в значительных пределах — от высоких до менее 1 г/т. Наблюдается прямая корреляция содержания лития в турмалинах и сосуществующих мусковитах (см. рис. 25). Средний коэффициент распределения лития между турмалином и мусковитом (K_p) равен 0,31, при интервале колебания значений 0,11—0,49, а с биотитом K_p — (0,02—0,19), K_p (средний) — 0,1. K_p лития между турмалином и лепидолитом от состава турмалина; для шерла — 0,07, индиголита — 0,28 и эльбаита — 0,5. Распределение лития между турмалином и бериллом для бедных литием пегматитов В—Ве подтипа характеризуется K_p , равным 1, и его значение возрастает от 1 до 10 Li—F в пегматитах. При этом увеличение K_p прямо пропорционально увеличению общего содержания лития в пегматитах.

Турмалины являются одними из главных концентратов лития в породах, уступаая только слюдам. Средние содержания лития в турмалинах (табл. 26) из литий-фтористых гранитов в 1,5 раза выше, чем в турмалинах В—Ве гранитов и в 2 раза выше средних содержания для турмалинов из гранитов [Ляхович, 1973]. В турмалинах из литий-фтористых пегматитов содержания лития на порядок выше, чем в турмалинах из В—Ве пегматитов, и на два порядка выше, чем в турмалинах пегматитов стандартных гранитов. Высокие содержания лития отмечаются в турмалинах из экзо- и эндоконтактов литий-фтористых пегматитов, что можно использовать как поисковый признак обнаружения «слепых» тел подобных пегматитов. При переходе от гранитов к пегматитам литий-фтористого типа и В—Ве подтипа содержание лития в турмалинах возрастает, а в стандартном типе уменьшается.

Среднее содержание (г/т) редких

№ п/п	Порода	Кол-во проб	Среднее содержание (г/т) редких									
			Li	Rb	Cs	Be	Pb	Sn	Zn	Te	Nb	Ta
Литий-фтористый												
1	Аляскинты с цинивальдитом	3	204	50	4	22	32	84	880	35	117	28
2	Грейзены и турмалиниты	4	86	8	1	13	10	251	440	30	12	12
3	Шерлы из пегматитов	5	880	22	2	8	33	208	1876	110	114	9
4	Эльбаиты из пегматитов	3	8014	126	60	22	58	340	73	48	200	50
5	Тейлазиты из пегматитов	2	6933	193	7	18	170	390	640	120	670	2200
6	Экзоконтакты ленидолиг- вых пегматитов	6	2128	152	—	4	52	265	3680	87	144	62
7	Экзоконтакты пегматитов	8	827	112	9	21	62	161	1180	75	43	5
В—Ве подтип стандартного												
8	Метаморфические турмали- новые жилы	2	—	11	—	2	48	30	160	14	13	11
9	Мусковит-гранатовые грани- ты	9	148	3	1	8	14	53	1685	146	187	18
10	Биотит-мусковитовые грани- ты	3	20	3	1	2	13	18	85	33	16	10
11	Альбитовые пегматиты	5	201	2	—	10	12	50	2725	35	48	19
12	Экзоконтакты пегматитов	2	71	2	1	3	4	13	145	22	10	8
13	Турмалиновые грейзены	2	148	1	—	1	43	40	375	—	18	1,6
Геохимический тип												
14	Мусковитовые граниты	5	109	13	2	11	40	245	314	73	47	7
15	Пегматиты	5	80	11	1	4	34	35	614	42	23	11
16	Кварц-турмалиновые жилы	2	25	2	—	7	21	44	250	2	19	6

Примечание. 3—6—средние значения для турмалинов редкометалльных пегматитов.

Рубидий. Содержания рубидия в турмалинах гранитоидов типа значительно выше, чем в других типах. Так, в турмалинах из литий-фтористых аляскинтов оно в 5 раз выше, чем в турмалинах из стандартных гранитов, в 17 раз выше, чем в турмалинах из В—Ве гранитов и в 2 раза выше средних содержаний в турмалинах из гранитов [Ляхович, 1973]. Еще более резко по содержанию рубидия отличаются турмалины из литий-фтористых пегматитов Хух-Дель-Улы от турмалинов из пегматитов других типов (см. табл. 26). Концентрации рубидия в турмалинах грейзенов и кварцевых жил ниже по сравнению с концентрациями в турмалинах гранитов. По степени концентрирования рубидия турмалины значительно уступают полевым шпатам, слюдам, близки к бериллам, но превосходят гранаты. Турмалины из гранитоидов различных геохимических типов четко различаются по величине K/Rb отношения. Для турмалинов из гранитов и пегматитов литий-фтористого типа характерны низкие отношения (12—132), причем в шерлах они выше, чем в эльбаитах. Величина K/Rb отношения в турмалинах уменьшается при переходе от гранитов стандартного геохимического типа к их пегматитам. Наиболее высокие значения K/Rb отношения отмечаются в турмалинах из пород В—Ве подтипа (500—800), причем при переходе от гранитов к пегматитам оно также уменьшается, а к грейзенам увеличивается.

Концентрация бериллия в турмалинах литий-фтористых пород в 2 раза выше, чем в турмалинах других пород и в 1,5 раза выше среднего содержания бериллия в турмалинах из гранитов (по В. В. Ляховичу).

элементов в турмалинах Монголии

Zr	Hf	Sc	Ce	La	Nb	Y	Yb	Co	Ni	Ce	V	Cu	Bi	Mo	K/Rb	Nb/Ta	Zr/Hf
геохимический тип																	
45	5	29	24	115	30	55	20	—	1	—	21	18	—	3	66	4	9
40	1,2	24	6	47	6	14	4	7	8	2	26	17	—	31	50	1	33
33	3	40	30	—	4	28	6	4	—	—	40	28	9	—	132	12	11
58	17	—	—	—	—	6	1	1	1	—	2	10	3	1	12	4	3
130	34	225	550	300	320	320	47	—	12	—	18	35	27	—	42	0,3	4
128	7	105	54	95	38	127	16	18	107	170	68	17	40	1	100	2	18
146	4,4	33	88	120	40	37	5	15	29	148	136	22	3	17	49	9	33
геохимического типа																	
327	9	25	12	—	12	4	1	40	130	210	180	14	He опр.	He опр.	204	1	36
39	3,1	12	43	8	10	18	2	4	3	5	31	25	1	—	510	10	12
71	7	7	140	48	47	63	4	10	22	27	46	9	—	33	757	1,6	10
30	2	9	20	—	—	8	2	2	—	—	7	21	4	—	683	2,5	15
117	6	16	90	21	20	8	2	18	22	40	76	23	1	90	555	1,2	19
32	4	20	20	30	—	50	24	—	—	27	46	8	—	He опр.	831	11	8
стандартных гранитоидов																	
90	3	26	60	11	22	14	2	3	2	—	11	14	34	32	426	7	30
65	6	52	19	2	7	16	6	5	—	—	12	22	4	3	222	2	10
317	11	12	5	—	6	10	3	6	16	71	140	24	6	He опр.	877	3	29

Наблюдается линейная зависимость содержания бериллия в турмалинах и слюдах при $K_p = 0,1-0,2$.

Содержания свинца в турмалинах гранитов близко к таковым в стандартном типе и в 3 раза ниже, чем в турмалинах из гранитов В — Ве подтипа. В турмалинах литий-фтористых пегматитов концентрации свинца возрастают в эльбаите и тсилазите по сравнению с шерлом. Средние содержания свинца в турмалинах из гранитов МНР равны 16 г/т, что значительно ниже средних по В. В. Ляховичу — 136 г/т.

Содержания олова в турмалинах гранитов МНР выше средних содержания этого элемента в турмалинах (по В. В. Ляховичу), притом в литий-фтористом типе эти содержания возрастают от гранитов к пегматитам, а в В — Ве типе остаются на постоянном уровне. В турмалинах пегматитов литий-фтористого типа в 5 раз больше олова, чем в турмалинах гранитоидов в В — Ве подтипа и в 10 раз больше, чем в турмалинах из гранитоидов стандартного типа. Установлены высокие содержания олова в турмалинах грейзенов, которые часто несут касситеритовую минерализацию. Наблюдается прямая линейная зависимость содержания олова в турмалинах и слюдах (см. рис. 25), при $K_p = 0,2-0,3$. Отсутствует зависимость между содержанием олова и составом турмалинов, что свидетельствует в пользу предположения о вхождении олова в турмалины в эндокриптной форме.

Турмалины являются главными концентраторами цинка в изученных породах, содержания которого в них варьируют от 20 г/т в эльбаи-

тах до 7800 г/т в шерлах. Однако значимой корреляции содержания цинка с составом турмалинов не наблюдается. Содержания цинка в турмалинах из гранитоидов В—Ве подтипа Хуху-Улы в 2 раза выше, чем в шерлах гранитов литий-фтористого типа, в 5 раз выше, чем в турмалинах из гранитов стандартного типа и в 10 раз выше средней концентрации цинка в шерле из гранитов, по В. В. Ляховичу. Наивысшие содержания цинка отмечаются в шерлах пегматитов Унчжула. K_p цинка между турмалином и слюдой варьируют от 2 до 30, K_p (средний) = 9,6 (см. рис. 25).

Турмалины являются главными концентраторами таллия в породах. Содержания его возрастают при переходе от гранитов к пегматитам в литий-фтористом типе и падают в этом ряду в других породах. В грейзенах литий-фтористых гранитов в турмалинах концентрация таллия в 15 раз больше, чем в грейзенах из гранитов стандартного типа.

Ниобий и тантал. Концентрации ниобия в турмалинах литий-фтористых гранитов в 3 раза выше среднего содержания этого элемента в турмалинах из гранитов, по В. В. Ляховичу, в 1,5 раза ниже, чем в турмалинах мусковитовых гранитов В—Ве подтипа и в 2,5 раза выше, чем в турмалинах из гранитов стандартного типа. В турмалинах из грейзенов по сравнению с турмалином гранитов содержания ниобия падают в 2—5 раз. В редкометальных пегматитах концентрация ниобия в 2 раза выше в эльбаитах по сравнению с шерлами. В шерлах В—Ве подтипа содержание ниобия в 2 раза ниже, чем в шерлах литий-фтористых пегматитов и несколько превышает содержания ниобия в шерлах стандартных пегматитов. Наблюдается прямая корреляция содержаний ниобия в турмалинах и породе (рис. 43). Коэффициент концентрации ниобия в турмалинах из пород В—Ве подтипа больше 1, а для литий-фтористых пегматитов меньше 1.

Содержания тантала в турмалинах литий-фтористых гранитов в 1,5 раза выше, чем в турмалинах из В—Ве гранитов, и в 7 раз выше, чем в турмалинах из стандартных гранитов. В редкометальных пегматитах содержания тантала в турмалинах резко возрастают от шерлов к эльбаитам и тсилауэнтам. Турмалины из пород стандартного геохимического типа резко отличаются от пород других типов низкими концентрациями тантала. Отношение Nb/Ta уменьшается при переходе от турмалинов из гранитов к турмалинам из пегматитов (см. табл. 26).

Установлена обратная корреляционная связь между концентрациями ниобия и тантала в сосуществующих турмалинах и гранатах (рис 44). При этом в более высокотемпературных парагенезисах ниобий и тантал накапливаются преимущественно в гранатах, а в более

низкотемпературных парагенезисах редкометальных пегматитов — в турмалинах (см. табл. 25). Подобная же тенденция, но менее четко выраженная, наблюдается при распределении ниобия между турмалином и мусковитом, когда в более низкотемпературных образованиях ниобий накапливается преимущественно в турмалинах (см. табл. 25).

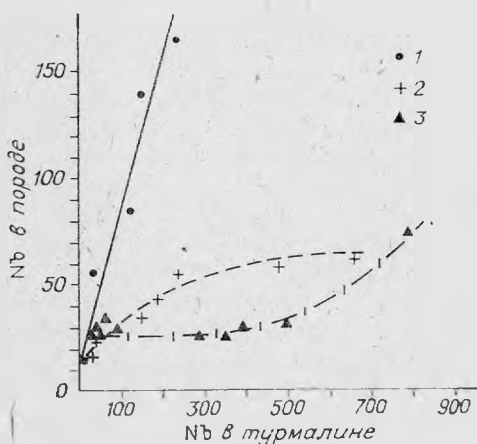


Рис. 43. Корреляция содержаний ниобия в породе и турмалине.

1 — пегматиты Хух-Дель-Улы, 2 — пегматиты Унчжула, 3 — граниты В—Ве подтипа.

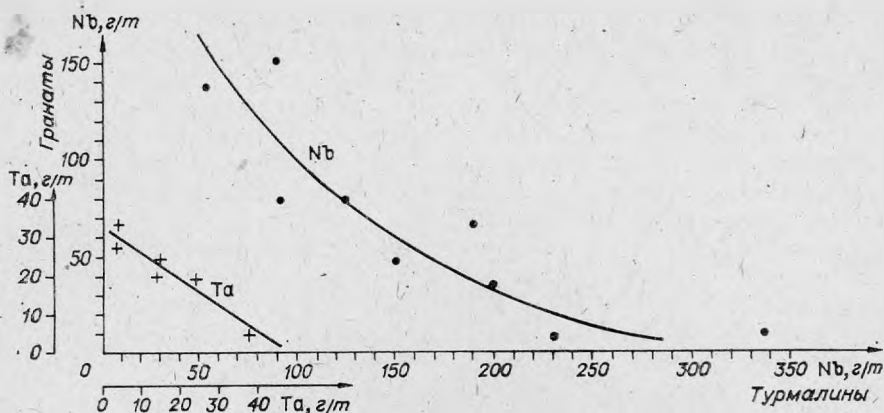


Рис. 44. Соотношения ниобия и тантала в сосуществующих турмалинах и гранатах.

Цирконий и гафний. Содержания циркония в турмалинах из стандартных гранитов соответственно в 1,5 и 3 раза ниже, чем в турмалинах из мусковитовых гранитов В — Ве подтипа и средних содержаний этих элементов в турмалинах, по В. В. Ляховичу. В шерлах литий-фтористых пегматитов концентрация циркония близка его содержанию в шерлах из литий-фтористых гранитов. Наивысшие концентрации циркония установлены в турмалинах вмещающих метаморфических пород (320 г/т). Отсюда вытекает предположение, что повышенные содержания циркония в турмалинах, вероятно, связаны с влиянием вмещающих пород. В литературе отсутствуют сведения о концентрациях гафния в турмалинах. По нашим данным (см. табл. 25), концентрации его варьируют от 0,7 до 34 г/т. Наивысшие содержания гафния фиксируются в литиевых турмалинах из дифференцированных пегматитов. В шерлах литий-фтористых гранитов содержания гафния выше, чем в шерлах из гранитов других типов. При переходе от гранитов к пегматитам и грейzenам стандартного геохимического типа в турмалинах наблюдается повышение содержаний гафния. Отношение Zr/Hf закономерно падает от гранитов к пегматитам и наименьшее его значение (3—4) отмечается в турмалинах поздних редкометальных пегматитов.

Скандий. Содержания Sc в турмалинах литий-фтористых стандартных гранитов близки среднему содержанию этого элемента [Ляхович, 1973]. В шерлах из гранитов В — Ве подтипа скандия в 3 раза меньше, чем в шерлах из литий-фтористых гранитов. В шерлах из пегматитов и грейzenов содержания скандия возрастают по отношению к шерлам из гранитов.

Редкоземельные элементы (РЗЭ), итрий. В литературе очень мало данных по количественному содержанию РЗЭ в турмалипах. По нашим данным [Владыкин и др., 1975], сумма РЗЭ в турмалинах доходит до 1550 г/т. По содержанию РЗЭ (см. табл. 25, 26) турмалины литий-фтористых гранитов значительно превосходят турмалины стандартных гранитов. Наивысшие содержания РЗЭ отмечаются в пегматитах Унчжуньского поля, что, вероятно, характерно для этих пегматитов. В турмалинах из пород эндо- и экзоконтактных зон пегматитов Хух-Дель-Улы и Хадасана содержания РЗЭ резко возрастают по сравнению с турмалинами самих пегматитов. Наивысшие содержания иттрия отмечаются в тсилаизитах. Цериевая группа РЗЭ в турмалинах всегда преобладает над иттриевой. По содержанию цериевых РЗЭ турмалины значительно богаче парагенного граната, но беднее сосуществующего с ним алатита.

Кобальт, никель, хром, ванадий. Наивысшие содержания этих

элементов отмечаются в турмалинах метаморфических пород, серпентинитов и мраморов (см. табл. 25), которые на 1—2 порядка превышают содержания этих элементов в турмалинах гранитов и пегматитов. Самые низкие концентрации элементов группы железа характерны для турмалинов литий-фтористых гранитов и пегматитов, несколько выше их содержания в турмалинах из биотитовых гранитов, в которых их концентрация близка к средним содержаниям в турмалинах, по В. В. Ляховичу. Довольно резко (в 20—200 раз) концентрации рассматриваемых элементов возрастают в турмалинах из эндо- и экзоконтактных пород, что можно использовать как индикатор контаминационных процессов.

Содержания меди в турмалинах гранитов и пегматитов различных типов довольно близки. В шерлах при переходе от гранитов к пегматитам концентрации меди возрастают в 2 раза, а в самих пегматитах при переходе от шерлов к эльбантам уменьшаются в 3 раза.

По повышенному содержанию висмута турмалины из гранитов стандартного типа резко отличаются от остальных турмалинов. По содержанию молибдена турмалины стандартных гранитов близки шерлам биотитовых гранитов В — Ве подтипа и намного богаче шерлов литий-фтористых гранитов. Резко повышаются концентрации молибдена в турмалинах пород экзоконтактов, наивысшие его содержания (120 г/т) отмечаются в грейзенах Хара-Мориту.

ГРАНАТЫ

Минералы группы гранатов встречаются в породах всех геохимических типов кроме щелочных гранитов. Они широко распространены в жильных мусковитовых гранитах и пегматитах стандартного геохимического типа (массивы Ихэ-Хайрханский, Ихэ-Наротин-Хидский, Юдугинский Восточный, Модотинский, Удзыгинский, Югодзырьский, Онгон-Хайрханский и др.), в гранитах и пегматитах В — Ве подтипа стандартного типа (массивы Хадасанский, Хуху-Улинский, Унчжульский и пегматиты Бэрхингольского поля). В породах литий-фтористого типа гранаты встречаются в амазонитовых гранитах и грейзенах Борун-Цогтинского Западного массива, в онгонитах и жильных амазонитовых гранитах Онгон-Хайрханского и Юдугинского Восточного массивов и ранних пегматитах Хух-Дель-Улы.

Составы алюминиевых гранатов (пиральспитов) удобно рассматривать на треугольной диаграмме, в вершинах которой расположены соответствующие минералы гранатов [Соболев, 1964]. Так как расчет на минералы всегда связан с некоторой неопределенностью и в алюминиевых гранатах варьирует состав только группы X, целесообразно заменить минералы элементами группы X, приравнивая их к 100% [Владыкин и др., 1972]. Составы изученных гранатов МНР нанесены на такую диаграмму (рис. 45). По химическому составу они относятся к альмандин-спессартиновому изоморфному ряду с незначительным содержанием гроссуляровой и пироповой составляющей (табл. 27). В породах стандартного типа составы гранатов отвечают средним членам этого ряда и содержат 30—60% альмандиновой составляющей. Эволюция составов гранатов при переходе от гранитов к пегматитам и грейzenам направлена в сторону увеличения железистой и кальциево-магниевого составляющей. Наиболее железистый состав гранатов характерен для гранитов и метаморфических пород зон гранитизации [Антипин, 1977]. Составы гранатов из пород В — Ве подтипа попадают также в центральную часть альмандин-спессартинового ряда. Однако в гранатах этих пород наблюдается обратная эволюция составов с увеличением марганцевой составляющей в более поздних образованиях. В породах стандартного типа гранаты встречаются

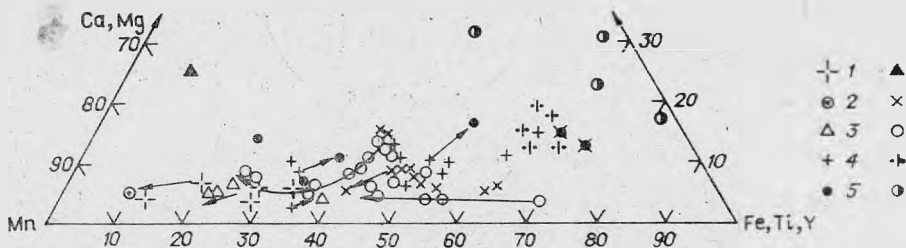


Рис. 45. Диаграмма составов гранатов.

1—3 — литий-фтористый тип: 1 — граниты, 2 — пегматиты, 3 — грейзены; 4—6 — стандартный тип: 4 — граниты, 5 — пегматиты, 6 — грейзены; В — Ве подтип: 7 — граниты, 8 — пегматиты, 9 — экзоконтактовые породы пегматитов, 10 — зоны гранитизации.

ся в парагенезисе с кварцем, полевыми шпатами, турмалином, биотитом, а в пегматитах дополнительно с бериллами и апатитами. В литий-фтористых гранитах гранаты по составу более марганцевые, чем в стандартных гранитах (см. рис. 45). В пегматоиде амазонитового гранита Борун-Цогтинского массива состав граната близок к максимальному спессартину. Эволюция составов гранатов при переходе от гранитов к пегматоидам и в процессе грейзенизации идет с увеличением Mn-составляющей. По этому показателю они приближаются к гранатам В — Ве подтипа. В литий-фтористых гранитах и онгонитах обнаружен редкий парагенезис граната с топазом.

Вопросы связи химизма группы гранатов с физическими свойствами изучены довольно детально [Винчелл, 1953; Дир и др., 1965; Минералы, 1972]. Предлагаются многочисленные диаграммы определения составов гранатов различных изоморфных рядов по физическим свойствам. Более точно можно определить состав гранатов по физическим свойствам в определенном изоморфном ряду, когда меняются только два компонента, например железо и марганец. Для гранатов альмандин-спессартинового ряда в этих целях удобно использовать прямолинейную корреляционную связь между содержанием марганцевой составляющей с параметром элементарной ячейки a (рис. 46). Изоморфное замещение железа более крупным марганцем приводит к увеличению параметра элементарной ячейки. Некоторый разброс точек на диаграмме, видимо, связан с присутствием в гранатах различного количества магния и кальция.

Соотношение железистости в сосуществующих гранатах и биотитах давно используется как геотермометр [Перчук, 1970]. В гранитах гранат значительно чаще встречается в парагенезисе с мусковитом и турмалином, чем с биотитом. Как описывалось выше (раздел Турмалин), предложен гранат-турмалиновый геотермометр (см. рис. 82), в котором как функция температуры используется соотношение железа и марганца в этих сосуществующих минералах. По этому геотермометру относительно наиболее высокотемпературные гранаты из зон гранитизации, при меньших температурах образовывались

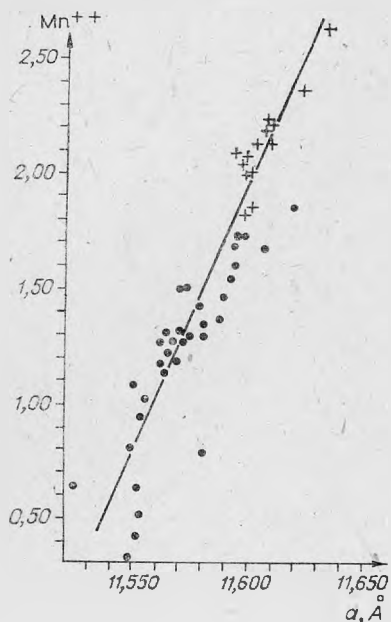


Рис. 46. Корреляция параметра a с содержанием марганца в гранатах литий-фтористых (крестики) и стандартных гранитоидов (кружки).

Химический состав гранатов (вес. %) из гранитоидов Монголии

Номер образца	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	TR ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Σ
<i>Онгон-Хайрханский массив</i>														
1500	Жилые амазонитовые граниты	36,75	20,11	0,20	0,80	2,08	10,78	27,75	0,02	1,16	0,24	0,24	0,0414	100,17
1501	То же	36,60	20,15	0,11	0,95	1,95	12,66	25,86	0,04	1,25	0,26	0,17	0,0576	100,06
864	Пегматит стандартных гранитов	41,02	17,65	0,24	He опр.	—	12,04	24,49	0,65	3,50	He опр.	He опр.	He опр.	99,59
<i>Борун-Цогтинский массив</i>														
1041	Амазонитовый гранит	37,22	21,13	0,19	0,40	—	8,45	30,67	0,27	1,20	»	»	»	99,53
1034	»	36,32	21,13	0,36	0,37	—	6,60	33,18	0,21	1,23	»	»	»	99,40
1040	Амазонитовый пегматоид	34,56	20,01	0,22	0,02	—	4,88	38,16	0,21	1,47	»	»	»	99,53
1035	Грейзенизированный амазонитовый гранит	34,83	20,91	0,29	0,36	—	10,75	30,69	0,18	1,48	»	»	»	99,49
1037	То же	36,77	21,72	0,22	0,22	—	9,71	29,30	0,23	1,20	»	»	»	99,37
1038	»	37,28	21,17	0,09	0,20	—	9,61	29,56	0,04	1,03	0,29	0,19	0,0336	99,49
1036	Слюдистый грейзен	37,88	20,61	0,09	0,25	—	9,65	29,20	0,28	1,35	He опр.	He опр.	He опр.	99,31
<i>Улчжувский массив</i>														
533	Бiotитовый гранит	37,82	20,07	0,57	0,60	0,75	17,60	19,06	0,71	1,62	1,19	0,38	0,0683	100,44
1508	Мусковитовый пегматит	37,44	20,65	0,25	0,78	—	17,90	19,93	—	0,98	1,26	0,38	0,0783	99,65
1764	»	36,28	20,75	0,11	0,80	2,59	15,89	21,50	0,63	1,39	0,37	0,18	0,0520	100,54
1765	»	36,47	21,12	0,29	0,82	2,17	15,89	20,62	0,65	1,04	0,35	0,16	0,0624	99,64
1766	»	37,90	19,00	0,21	0,80	4,56	16,55	18,54	0,67	0,70	0,85	0,60	0,0500	100,43
534	Мусковит-турмалиновый пегматит	36,94	20,65	0,17	0,88	0,38	19,39	19,80	—	0,99	1,24	0,22	0,0135	100,67
1767	То же	36,24	21,24	0,08	0,90	3,05	14,55	22,18	0,35	0,74	0,35	0,15	0,0706	99,90
1768	»	36,18	21,28	0,04	0,90	1,50	14,73	24,10	0,08	0,72	0,42	0,16	0,0829	100,19
1770	Лепидолитовый пегматит	36,79	21,32	0,09	0,93	—	10,69	28,48	0,16	0,98	0,46	0,14	0,0778	100,11
1771	»	36,18	20,93	0,11	1,05	—	11,49	27,94	0,20	0,93	0,46	0,15	0,0750	99,52
546/5	Турмалин-амфиболовая порода	37,41	20,67	0,20	0,80	—	17,90	19,29	0,30	1,84	1,53	0,41	0,0783	100,43
<i>Хабасганский массив</i>														
516	Мусковитовый гранит	36,87	20,65	0,13	0,07	—	16,16	24,21	0,14	0,72	0,52	0,16	0,0148	99,64
1512	Мусковитовый гранит	37,50	20,86	—	0,09	—	21,19	18,70	0,38	0,87	0,33	0,23	He опр.	100,15
1512/10	»	36,90	20,59	—	0,15	—	17,96	23,00	0,38	0,78	0,51	0,43	»	100,70
525/5	Турмалиновый гранит	40,58	20,46	0,13	—	—	30,17	4,76	1,78	1,06	1,24	1,21	0,0063	100,40
523/2	Эвзоконтакт жилы	37,55	20,56	0,13	0,18	—	28,12	10,42	0,23	0,97	1,38	0,15	0,0173	99,71

<i>Дашичилингийский массив</i>														
540	Жильный гранит	38,77	21,04	0,25	0,26	0,49	27,11	7,80	1,02	2,07	0,87	0,15	0,0075	99,84
548/4	Биотитовый пегматит	37,39	21,23	0,25	0,48	1,22	26,25	9,42	0,58	1,73	1,68	0,26	0,0329	100,52
549/7	Мусковитовый пегматит	37,41	21,23	0,13	0,27	0,44	28,47	8,18	0,85	1,23	1,53	0,60	0,0137	100,35

<i>Хуцу-Улинская группа массивов</i>														
1722	Турмалин-мусковитовые гра- ниты	37,21	20,86	0,17	0,30	—	21,73	17,85	0,24	1,18	0,34	0,15	0,0350	100,07
1723	То же	37,21	20,91	0,12	0,35	—	21,19	18,11	0,41	1,10	0,40	0,13	0,0350	99,97
1725	»	37,33	20,69	0,18	0,40	—	21,46	18,11	0,45	0,80	0,27	0,20	0,0158	99,91
1727	»	36,44	21,24	0,03	0,50	—	26,94	13,28	0,42	0,58	0,28	0,17	0,0278	99,91
14	»	39,72	20,06	0,17	0,40	—	19,23	17,45	0,55	2,25	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,83
1710	»	35,86	20,73	0,12	0,40	0,49	22,99	17,46	0,32	1,45	0,24	0,17	0,0358	99,57
1713	»	35,68	21,12	0,03	0,30	—	26,40	14,21	0,42	0,77	0,37	0,20	0,0287	99,53
1706	Мусковитовый пегматит	36,54	21,18	0,01	0,04	—	22,99	17,93	0,18	0,30	0,27	0,16	0,0239	99,62
1707	»	36,19	20,76	0,20	0,06	0,96	29,45	11,42	0,07	0,34	0,26	0,20	0,0246	99,93
1709	»	35,45	21,32	0,02	0,07	0,90	22,99	17,97	0,13	0,30	0,29	0,21	0,0361	99,69
1712	»	36,24	20,61	0,03	0,40	0,35	19,58	21,31	0,07	0,27	0,34	0,16	0,0472	99,41
1714	»	36,26	21,00	0,12	0,20	—	19,76	21,36	0,04	0,38	0,36	0,17	0,0328	99,68
10	Турмалин-мусковитовый пег- матит	40,17	19,31	0,10	0,06	—	19,37	18,96	0,30	1,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,35
16	То же	38,48	19,23	0,07	0,06	—	21,60	17,45	0,60	1,85	»	»	»	99,34

<i>Массивы гранитов стандартного типа</i>														
829	Жильный гранит, Их-Хайрхан	37,56	19,95	0,19	—	1,42	18,66	18,72	0,52	0,89	0,85	0,65	0,0500	99,48
822	То же	39,76	20,11	0,23	Не опр.	—	13,07	24,00	0,60	2,38	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,15
1074	Жильный гранит, Вост. Юду- гыин	38,00	18,50	0,14	—	5,23	30,35	4,84	0,67	0,50	1,12	0,75	0,0500	100,16
1026	То же, Югодзырь	39,60	19,66	0,08	0,60	—	19,93	17,30	0,76	1,45	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,38
762	То же, Ихэ-Наротин-Хид	40,30	20,02	0,16	0,92	—	14,67	22,48	0,55	1,02	»	»	»	100,12
769	Пегматит, там же	39,43	21,04	0,16	1,00	—	15,16	20,08	0,74	1,89	»	»	»	99,50
718	Жильный гранит, Модото	42,07	19,18	0,08	0,90	—	23,98	12,60	0,13	0,61	0,23	0,26	0,0336	100,07
716	То же	39,08	19,30	0,24	0,95	—	21,06	15,97	0,80	2,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,40
720	Мусковитовый пегматит, Модо- то	39,76	19,69	0,14	0,14	—	23,33	11,25	2,50	2,45	»	»	»	99,26
742	Жильный гранит, район Керу- лена	38,56	19,33	0,07	0,18	—	31,97	6,03	0,60	2,45	»	»	»	99,19
1831	То же, Гоби — Тяньшап	36,06	20,96	0,03	0,70	1,34	22,63	16,43	1,24	0,44	0,28	0,18	0,0230	100,31
1010	Альбитовый гранит, Удзыгыин	38,23	20,09	0,22	Не опр.	—	14,50	25,29	0,36	0,70	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,39
1012	Грейзен, там же	38,28	20,81	0,20	»	0,65	14,84	22,45	0,67	0,75	0,23	0,50	0,0143	99,39
1230	Грейзен, район Мандал-Гоби	37,36	20,26	0,24	»	3,03	1,69	30,16	0,39	7,21	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,43

Номер образца	Порода	Приквертуанский массив											Σ	
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	TR ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		Li ₂ O
566/2 1535 520	Мусковитовый гранит	38,50	20,65	0,17	0,27	0,35	30,29	7,94	0,48	0,75	1,21	0,24	0,0070	100,86
	Пегматит	37,62	20,65	0,17	0,02	—	22,99	16,26	0,32	0,47	0,76	0,13	0,0316	99,42
	Гнейс	38,09	20,07	0,23	0,10	—	16,68	19,30	0,18	0,75	1,60	0,55	0,0121	99,56
508 542/6	Мигматит	38,70	21,23	0,43	0,18	—	29,90	2,34	4,44	1,17	2,07	0,18	0,0024	100,64
	Метаморфический песчаник	38,77	20,65	0,60	0,17	0,20	20,47	9,88	2,75	4,79	1,17	0,52	0,0033	99,97

Хошутуйинский массив

гранаты из гранитов и пегматитов стандартного типа и более низкотемпературными являются гранаты редкометалльных пегматитов.

Содержания редких элементов в гранатах представлены в табл. 28—30. Гранаты концентрируют по сравнению с породой редкие земли, иттрий, олово, ниобий и в меньшей степени цинк и литий. Наиболее значительна их роль как концентраторов и носителей РЗЭ и иттрия (см. табл. 29). Рассмотрим поведение некоторых редких элементов в гранатах.

Свинец. В гранатах литий-фтористых гранитов свинца в 2—6 раз больше, чем в гранатах стандартных гранитов и гранитах В—Ве подтипа. При переходе от гранитов к пегматитам содержание свинца в гранатах возрастает в 2 раза, а в грейзенах в 3—5 раз. В Учжуньском поле пегматитов при переходе от ранних к поздним типам концентрации свинца в гранатах понижаются. Содержание свинца в гранатах ниже, чем в сосуществующих слюдах, амфиболах, турмалинах.

Олово. Гранаты концентрируют олово, однако в меньшей степени, чем слюды, турмалины, амфиболы. В гранатах из стандартных гранитов концентрация олова близка к среднему содержанию в гранатах гранитоидов [Ляхович, 1972], а в гранитах В—Ве подтипа несколько ниже этого среднего. Наивысшие содержания олова наблюдаются в гранатах литий-фтористых гранитов, они в 5 раз превышают среднее содержание в гранатах, по В. В. Ляховичу. В стандартном геохимическом типе при переходе от гранитов к пегматитам содержания олова возрастают. В Учжуньских пегматитах при переходе от ранних пород к поздним концентрации олова в гранатах понижается. Подобная тенденция поведения олова отмечается при процессе грейзенизации литий-фтористых гранитов, причем это явление отмечается на фоне общего повышения содержания олова в породе. Совместно с гранатом в породах литий-фтористого типа фиксируется и собственная фаза олова — касситерит, количество которого возрастает к более поздним породам. Возможно, что при понижении температуры кристаллизации в более поздних породах понижается и изоморфная емкость гранатов в отношении олова.

Цинк. В гранатах из литий-фтористых гранитов содержание цинка несомненно

Средние содержания свинца, олова, цинка в гранатах (г/т)

Порода, массив	Кол-во проб	Pb	Sn	Zn
Литий-фтористые граниты, Онгон-Хайрхан	2	8,2	118	105
То же, Борун-Цогто Западный	3	30	112	160
Литий-фтористые грейзены, там же	3	85	76	230
Мусковитовые пегматиты (II тип), Унчжул	3	5,8	130	120
Турмалиновые пегматиты (III тип), там же	3	4,7	58	187
Лепидолитовые пегматиты (IV тип), там же	2	3,7	22	190
Среднее для Унчжульских пегматитов	8	4,9	76	165
Мусковитовые граниты, Бэрхе-Гол	2	6,1	10	109
Мусковитовые пегматиты, там же	5	5,3	13	144
Мусковитовые граниты, Хуху-Ула	5	3,0	18	82
Мусковитовые пегматиты, там же	2	6,3	24	124
Среднее для В — Ве гранитов	7	3,9	16	90
Среднее для В — Ве пегматитов	7	5,6	16	138
Граниты стандартного типа	10	4,9	28	90
Пегматиты гранитов стандартного типа	2	10	65	62
Грейзены по гранитам стандартного типа	1	6,2	32	90
Нефелиновый пегматоид, Лугин-Гол	1	14	41	110
Тингуаиты жильные, там же	2	80	14	50
Фениты, Лугин-Гол	2	7,6	1,8	110

Примечание. Аналитик А. И. Кузнецова, 1977 г.

ко ниже или близко к средним содержаниям (по В. В. Ляховичу), а в гранатах стандартных гранитов в 2 раза ниже этих средних. При переходе от гранитов к пегматитам и от ранних пегматитов к поздним в гранатах пород литий-фтористого типа и В — Ве подтипа концентрация цинка возрастает, а в стандартном типе, напротив, понижается.

Наивысшее содержание цинка отмечено в гранатах литий-фтористых грейзенов.

Литий, рубидий. Гранаты в некоторой степени концентрируют литий. В литий-фтористых гранатах они как концентраторы лития значительно уступают слюдам и турмалинам, а в В — Ве подтипе и стандартных гранатах по содержанию лития гранаты приближаются к слюдам и иногда превышают содержания лития в турмалинах. При переходе от ранних пегматитов к более поздним концентрация лития в гранатах возрастает. Наиболее низкое содержание лития отмечается в гранатах гнейсов. Для гранатов характерны низкие концентрации рубидия 6—10 г/т. Отношение K/Rb в гранатах варьирует от 150 до 300.

Редкоземельные элементы (РЗЭ), иттрий. Содержание и спектры РЗЭ и иттрия в гранатах приведены в табл. 29. Наивысшие содержания этих элементов отмечаются в гранатах жильных стандартных гранитов и пегматитов Унчжула, которые превышают среднее содержание их в гранатах гранитов [Ляхович, 1972].

В гранатах литий-фтористых гранитов содержание иттрия в 7—8 раз, а суммы РЗЭ в 2—3 раза ниже, чем в гранатах гранитов стандартного типа и В — Ве подтипа. В Унчжульском массиве при переходе от гранитов к пегматитам и от ранних пегматитов к поздним увеличивается

Спектр редкоземельных элементов и иттрия в гранатах (г/т)

Номер образца	La	Ge	Nd	Pr	Sm	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y	ΣRr + Y	
М-1034	350	910	280	78	50	80	200	46	190	320	590	3094	
МБ-1035	280	790	300	60	60	120	250	46	150	140	820	3016	
МБ-1037	84	230	32	14	22	70	200	44	140	180	800	1856	
МБ-1038	19	80	29	He	He	45	210	42	120	150	800	1795	
МБ-103	79	240	95	опр.	опр.	22	70	37	110	320	920	2109	
Унч-5336	He	40	24	He	He	41	220	80	330	350	4200	5285	
Унч-1508	опр.	5	20	14	опр.	опр.	48	300	140	530	350	5400	6807
Унч-534	9	40	19	»	»	69	300	100	410	350	6500	7797	
Унч-546/5	23	60	37	»	»	68	310	160	600	350	5400	7008	
Хад-1512	10	60	25	»	»	He	40	6	42	53	500	735	
М-718	He	He	10	»	40	опр.	390	900	150	1000	1200	4600	8325
М-720	опр.	опр.	»	»	He	27	90	14	49	90	850	1145	
Ин-762	12	38	22	10	15	190	550	140	870	1300	4400	7547	
Ю-1074	28	77	39	He	24	190	300	61	220	200	2100	3259	
Ихэ-829	12	44	18	»	10	220	700	180	1500	1000	5000	8684	
Уд-1010	180	110	85	»	47	250	320	29	33	20	1400	2474	
Уд-1012	200	100	70	»	35	380	580	60	43	45	3000	4513	

Примечание. Данные количественного спектрального анализа, аналитик Е. В. Смирнова.

содержание иттрия и суммы РЗЭ. В процессе грейзенизации литий-фтористых гранитов концентрация иттрия и суммы РЗЭ в гранатах остается примерно на одинаковом уровне, а соотношение элементов варьирует значительно. Как отмечалось ранее, для гранатов из разных регионов [Минеев, 1969; Минералы, 1972], для альмандин-спессартиновых гранатов характерен иттриевый состав РЗЭ, а для андрадитов — цериевый. Этот вывод правомочен для гранатов из гранитов и пегматитов стандартного геохимического типа. Гранаты литий-фтористых гранитов и грейзенов имеют промежуточный состав РЗЭ, и в процессе грейзенизации в гранатах более поздних образований увеличиваются относительные содержания иттриевых РЗЭ. Марганцево-железистые гранаты являются главными концентраторами и носителями тяжелых лантаноидов и иттрия

Таблица 3

Содержание тантала и ниобия в гранатах (г/т)

Номер образца	Содержание элементов (г/т)				Соотношения		Номер образца	Содержание элементов (г/т)				Соотношения		
	Nb	Ta	Zr	Hf	Nb/Ta	Zr/Hf		Nb	Ta	Zr	Hf	Nb/Ta	Zr/Hf	
ОХ-1501	64	4,4	144	7,1	14	20	ИХЭ-829	22	2	62	4	11	15	
МБ-1040	45	96	21	4,3	0,5	5	Ух-1727	137	27	18	2,4	5	7	
МБ-1035	1330	665	319	6	2	53	Ух-1710	150	33	169	6,5	4,6	26	
МБ-1037	740	355	296	3	2	99	Ух-14	35	19	35	2,1	1,8	17	
МБ-1036	136	84	233	42	2	6	Ух-1723	10	4	35	1,6	2,5	22	
Унч-1765	37	32	103	12	1,2	9	Ух-1706	10	10	18	0,9	0,9	20	
Унч-1764	128	46	69	7	3	10	Ух-1712	47	20	44	1,4	2,4	31	
Унч-1766	13	5	34	2,3	3	15	Ух-1714	208	36	32	1,5	5,8	21	
Унч-1767	32	30	46	4,5	1	10	Л-1419	11	1,3	691	8	8,5	86	
Унч-1768	41	27	315	27	1,5	11	Л-1779/15	48	6	11	0,40	110	8,0	100
Унч-1770	7,2	3,4	44	4	2	11								
Хад-1512	66	19	126	7	3,4	18								

Примечание. Название пород см. в табл. 27. Аналитики Л. А. Иванова, С. А. Арбатская (химико-спектральный метод).

в породе. Как концентраторы цериевых РЗЭ они уступают монациту, ортиту, апатиту и турмалину.

Ниобий, тантал. Концентрация ниобия в гранатах литий-фтористых гранитов (см. табл. 30) несколько ниже среднего содержания ниобия в гранатах из гранитов, по В. В. Ляховичу, в гранатах В—Ве подтипа оно выше в 2 раза этого среднего, а в гранатах стандартных гранитов в 1,5—3 раза ниже этого среднего значения. Наивысшие концентрации ниобия отмечены для гранатов грейзенов Боруй-Цогтинского массива. Концентрации ниобия в гранатах пегматитов значительно варьируют. Наблюдается обратная корреляция в распределении ниобия и тантала между сосуществующими гранатами и турмалинами (см. рис. 44): концентрации тантала в гранатах из литий-фтористых гранитов в 2 раза, а из стандартных гранитов в 4 раза ниже средних содержаний, по В. В. Ляховичу. В гранитах В—Ве подтипа, напротив, содержание тантала в 3—4 раза выше среднего в гранатах гранитов [Ляхович, 1972]. Аномально-высокая концентрация тантала отмечена в грейзенах по литий-фтористым гранитам, причем к более поздним образованиям содержание тантала в гранатах уменьшается. Отношение Nb/Ta уменьшается в гранатах от гранитов к пегматитам.

Цирконий, гафний. Гранаты не концентрируют цирконий и гафний. Содержание циркония в гранатах стандартных гранитоидов близко к среднему, по В. В. Ляховичу. Содержания гафния в гранатах стандартных и литий-фтористых гранитов довольно близки. Отношение Zr/Hf уменьшается в гранатах при переходе от гранитов к пегматитам.

ТОПАЗЫ

Топаз — типоморфный минерал гранитов, онгонитов и пегматитов литий-фтористого геохимического типа. Его роль меняется от аксессуарного в гранитах и онгонитах, до породообразующего в пегматитах и цвиттерах. Топаз встречается в литий-фтористых гранитоидах и грейзенах Жанчивланского, Багагазрышского, Борун-Цогтинского Западного, Онгон-Хайрханского, Заставного, Югодзырьского, Хара-Моритинского и других массивов, в онгонитах Онгон-Хайрхана, Багагазрына и Балджи-Гола, в пегматитах Хух-Дель-Улы и Унчжула. Иногда топаз встречается в пегматитах и грейзенах других геохимических типов (Баян-Уланский, Ихэ-Наротин-Хидский, Медотинский и Горихинский массивы). По присутствию топаза мы разделяем литий-фтористые граниты на два подтипа: топазовый и флюоритовый (бестопазовый). Средние содержания топаза (г/т) в аляскитах — 100, микроклин-альбитовых аляскитах — 600, амазонит-альбитовых аляскитах — 1600, альбит-лепидолитовых гранитах — 4150. В топаз-лепидолит-альбитовых пегматитах содержания топаза доходят до 5—10%, а в цвиттерах — до 15—20%. При переходе от ранних дифференциатов гранитов к поздним наблюдается увеличение содержаний топаза.

Для топазов характерен довольно выдержанный химический состав (табл. 31). Содержания фтора варьируют в пределах 15,2—19,2% (1,47—1,85 форм. ед.), а концентрация кремния — в интервале 31—37%. Наблюдается прямая корреляция содержаний фтора и алюминия, обратная корреляция — для содержаний фтора, кремния (рис. 47). Обращает на себя внимание некоторый избыток кремния в топазах по сравнению с теоретическим составом, причем наибольший избыток наблюдается в топазах онгонитов. Невозможно связать избыток кремния с наличием включений кварца в топазах, так как теоретически рассчитанные линии составов топазов с добавлением различных количеств кварца (см. рис. 47) не совпадают с линиями составов анализированных образцов. Вероятно, в изученных топазах имеет место изоморфизм $Al^3 + F^- \rightleftharpoons Si^{4+} + O^{2-}$, детально изученный в синтетических топазах [Rozenberg,

Химический состав топазов (вес. %)

Номер пробы	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	H ₂ O	F	Сумма _I	F~O	Сумма _{II}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Жанчивланский массив</i>										
480	Микроклин-альби- товый гранит	33,02	53,26	0,32	0,15	2,95	16,80	106,50	7,07	99,43
488	Амазонит-альбито- вый гранит	33,20	52,45	0,24	—	2,95	18,20	107,04	7,66	99,38
519	То же	34,20	54,35	0,20	—	1,15	17,47	107,37	7,35	100,02
483	Амазонитовый пегматит	34,64	53,40	0,13	—	2,50	15,50	106,17	6,53	99,64
472	Альбит-лещидоли- товый гранит	34,06	54,26	0,19	—	1,90	16,66	107,07	7,00	100,07
531	То же	33,96	53,31	0,23	0,06	2,65	16,70	106,91	7,03	99,88
545	»	36,58	50,47	0,20	0,05	2,24	17,15	106,69	7,22	99,47
473	Кварц-лещидоли- товый грейзен	34,08	53,80	0,26	—	2,10	16,50	106,74	6,95	99,79
543	Альбитит	33,90	53,07	0,24	—	3,00	16,30	106,51	6,86	99,65
931	Цвиттер	34,68	53,57	—	0,03	1,74	16,69	106,71	7,03	99,68
<i>Багазрынский массив</i>										
800	Пегматитный гранит	34,40	54,36	0,22	—	1,30	16,26	106,54	6,85	99,69
795	То же	34,96	53,36	0,32	—	1,61	16,60	106,83	6,99	99,84
619	Амазонитовый пегматит	34,33	54,75	0,22	0,03	1,26	16,71	107,30	7,03	100,27
604	Цвиттер	33,56	53,38	0,32	—	2,30	16,96	106,52	7,14	99,38
606	»	33,82	53,79	0,16	—	2,60	15,67	106,04	6,60	99,44
607	»	33,32	52,80	0,19	—	3,20	17,20	106,71	7,24	99,47
631	»	33,82	53,64	0,22	—	1,60	17,25	106,53	7,26	99,27
634	»	32,84	53,79	0,26	0,23	2,40	16,75	106,27	7,05	99,22
632	»	32,71	53,10	0,29	0,46	4,30	16,40	107,26	6,90	100,36
783	»	32,90	53,40	0,35	0,38	3,25	16,00	106,28	6,74	99,54
808/11	Кварц-топазовый грейзен	33,24	52,80	0,36	0,20	4,01	16,60	107,21	6,99	100,22
<i>Югодзырьский массив</i>										
1025	Аляскит	37,03	50,44	0,17	1,20	1,40	16,57	106,81	6,97	99,84
1332	Амазонитовый гранит с турмалином	34,95	54,02	—	0,01	1,60	16,02	106,60	6,74	99,86
1331	Жильный амазо- нитовый гранит	37,12	51,57	0,10	0,03	1,27	16,51	106,60	6,95	99,65
1028	То же	35,34	53,57	0,50	—	1,28	15,75	106,44	6,63	99,81
1045	Грейзен с воль- фрамитом	33,14	54,78	—	0,13	2,01	17,50	107,56	7,36	100,20
<i>Онгон-Хайрханский массив</i>										
1500	Жильный амазо- нитовый гранит	35,02	51,50	0,48	1,30	1,81	16,85	106,96	7,09	99,87
859	Онгониты	36,04	52,23	—	0,16	2,70	15,17	106,30	6,39	99,91
860	»	37,38	50,31	—	0,32	2,40	16,29	106,70	6,86	99,84
855	»	33,70	52,21	0,58	0,20	3,20	16,40	106,29	6,40	99,89
857	»	33,60	51,60	0,55	0,30	4,00	17,20	107,25	7,24	100,01
858	»	33,34	52,00	0,37	0,40	1,95	19,20	107,26	8,08	99,18
850	Мусковитовый грейзен	31,80	52,36	0,35	2,00	2,75	18,20	107,47	7,66	99,80

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Арабулакский массив</i>										
1700	Онгониты	36,22	52,24	—	0,03	1,22	17,62	107,33	7,41	99,92
<i>Хара-Моритинский шток</i>										
1235	Грейзенизированный гранит	36,37	51,67	0,14	0,10	1,89	15,89	106,06	6,68	99,38
1237	Грейзен с мусковитом	34,23	53,60	0,20	—	2,26	15,90	106,19	6,69	99,50
1238	Цвиттер	34,28	54,25	0,37	0,52	1,33	17,54	108,29	7,38	100,91
<i>Борун-Цогтинский Западный массив</i>										
1034	Амазонит-альбитовый гранит	34,63	51,70	0,22	1,50	1,85	16,75	106,65	7,05	99,60
1041	То же	34,34	54,17	—	0,04	1,69	17,00	107,24	7,15	100,09
<i>Заставный массив</i>										
1269	Жильный гранит	34,25	53,57	—	0,05	1,32	17,92	107,11	7,54	99,57
<i>Пегматиты Хух-Дель-Улы</i>										
804/81	Топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты	32,90	52,90	0,28	0,50	2,85	17,40	106,83	7,32	99,51
804/91	То же	32,96	53,50	0,18	0,40	2,65	17,00	106,69	7,16	99,53
525/12	»	33,91	53,14	0,16	0,20	2,55	17,60	107,56	7,41	100,15
<i>Унчжувский массив</i>										
1769/9	Лепидолитовый пегматит	33,21	53,92	0,62	—	1,60	17,80	107,15	7,50	99,65
<i>Ихэ-Наротин-Хидский массив</i>										
1773	Пегматит	34,70	53,40	0,30	—	1,50	16,80	106,70	7,07	99,63
<i>Баян-Уланский массив</i>										
592/17	Цинвальдитовый пегматит	32,32	52,48	0,18	1,00	3,35	17,50	106,83	7,37	99,46
<i>Модотинский массив</i>										
2100	Грейзен	32,86	55,33	0,27	0,05	1,28	16,50	106,29	7,05	99,24
509/21	»	32,84	53,60	0,26	0,10	2,85	16,80	106,45	7,07	99,38

1972]. Не установлено корреляции фтористости топазов с параметрами элементарной ячейки и в распределении фтора между топазами и слюдами. Прямая корреляция отмечается только между объемом элементарной ячейки и удельным весом топазов (рис. 48). В качестве примесей в топазах отмечаются незначительные содержания железа и кальция. Наиболее фтористые топазы встречены по вкрапленникам онгонитов и пегматитах Хух-Дель-Улы.

На дериватограмме топаза из пегматитов Хух-Дель-Улы с отметки 500°C наблюдается постепенная потеря веса, идущая с эндотермическим эффектом (рис. 49). При температуре 1100°C эта потеря составляет 5% навески и эффект еще не завершен [Владыкин, Дорфман и др., 1974]. Потеря веса может быть связана с выделением воды из минерала и газовой-жидких включений, количество которых в топазах значительно. Данные исследований включений в топазах, приведенных В. Б. Наумовым по образцам из различных пород, представлены в табл. 66. Наблюдается непрерывный температурный ряд образования топазов: онгониты — 1020—580°C, литий-фтористые граниты и пегматиты — 720—600°C,

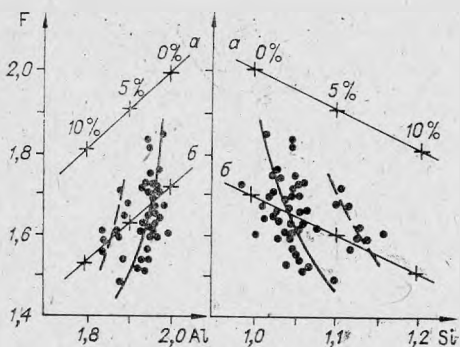


Рис. 47. Корреляция содержания фтора с алюминием и кремнием (форм. ед.) в топазах.

Черные кружки — точки природных топазов, крестики — точки вычисленных топазов с примесью кварца (0, 5, 10%). а — для топазов с 20% фтора, б — для топазов с 17% фтора.

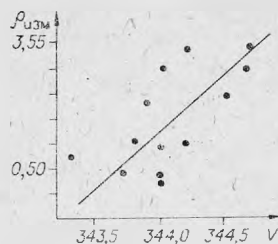


Рис. 48. Корреляция измеренного удельного веса и объема элементарной ячейки в топазах.

Концентрации щелочных и нерудных редких элементов в топазах приведены в табл. 32. В топазах обнаружены значительные концентрации натрия и калия, притом наивысшие их содержания фиксируются в топазах пегматитов Хух-Дель-Улы. Концентрации натрия и калия пропорциональны количеству газовой-жидких включений в топазах, где, вероятно, они и концентрируются. Коэффициенты концентрации щелочных элементов в топазах меньше 1. Топазы не концентрируют литий и рубидий. Коэффициенты концентрации их значительно меньше 1. Наблюдается корреляция содержания щелочных элементов в топазах и в породе. Отношение K/Rb низкое в топазах онгонитов, гранитов и пегматитов (7—68) и возрастает в топазах грейзенов (65—160). В топазах пегматитов Хух-Дель-Улы содержания (г/т) свинца — 1,0—1,7, олова — 0,6—7,0, цинка — 20—44 и бериллия 1,7—19. Коэффициенты концентрации этих элементов меньше 1.

БЕРИЛЛЫ

Бериллы известны в пегматитах и грейзенах литий-фтористого и стандартного геохимического типов. Нами бериллы встречены в пегматитах Хух-Дель-Улы, Унчжула [Владыкин и др., 1974; Владыкин, Антипин,

Т а б л и ц а 32

Содержание калия, натрия, рубидия и лития в топазах (г/т)

Номер образца	Хух-Дель-Улы					Номер образца	Унчжула				
	K	Na	Li	Rb	K/Rb		K	Na	Li	Rb	K/Rb
Дч-519	660	1920	8	7	95	ХМ-1235	3070	2520	27	44	70
Дч-545	2325	2700	8	125	19	ХМ-1237	1910	740	17	32	60
Дч-931	660	1700	19	16	41	ХМ-1238	580	440	34	9	65
БН-619	910	890	4	7	130	МБ-1034	1250	3200	14	47	26
Юг-1023	1500	1500	8	22	68	МБ-1041	1000	2370	12	27	37
Юг-1331	1300	2470	7	26	51	СПЗ-1269	660	890	4	4	165
Юг-1028	1580	670	14	32	49	ХХ-525/13	3500	4800	100	500	7
Юг-1332	1250	1300	7	26	48	ХХ-802/12	7000	5300	160	150	47
Юг-1045	500	590	15	3	160	Унч-1769/9	750	670	20	13	50
Ох-1500	1245	2150	7	51	24	Ин-1773	1160	890	29	23	50
АБ-1700	1400	2150	38	53	27	М-2100	580	670	3	4	145

Примечание. Описание образцов см. в табл. 31.

Рис. 49. Дериватограмма топаза XX — 525/13.

Условия съемки: навески 400 мг, ДТА-1/10, ДТГ-1/10, скорость нагревания 10 град/мин, инертное вещество — прокаленная окись алюминия.

1976], Бэрхе-Гола, Хадасана, Бодончи, Тюмен-Цогто, Жанчивлана, Ихэ-Наротин-Хида и в грейзенах Борун-Цогто, Югодзыря, Чулун-Хуритэ и Цаган-Дабы.

По химическому составу (табл. 33) бериллы из пегматитов стандартного геохимического типа и грейзенов можно отнести к бесщелочным разновидностям, а бериллы из пегматитов литий-фтористого типа — к слабощелочным. В бериллах из пегматитов Хух-Дель-Улы отмечаются повышенные концентрации кальция и фтора. По содержанию других компонентов все изученные бериллы довольно близки. Наблюдается прямая корреляция плотности бериллов с содержанием бериллия в них и суммы щелочных металлов. С увеличением концентрации щелочных элементов уменьшается содержание бериллия и увеличивается величина параметра c (рис. 50). На величину параметра a вариации этих компонентов влияния не оказывают (табл. 34).

Содержания лития в бериллах из пегматитов и грейзенов Монголии варьируют от 93 до 1000 г/т. Больше всего лития концентрируется в бериллах лепидолитовых пегматитов Хух-Дель-Улы, а в пегматитах стандартных гранитов лития в бериллах в 2—10 раз меньше. В бериллах грейзенов концентрация лития не превышает 300 г/т. В лепидолитовых пегматитах бериллы концентрируют литий незначительно по сравнению с лепидолитами. В мусковитовых пегматитах значение берилла как концентратора лития возрастает, и КК его больше 1. В грейзенах роль бериллов в перераспределении лития также незначительна.

Содержания рубидия в бериллах невысоки — не превышают 200 г/т. Коэффициенты распределения рубидия между бериллом и слюдами и коэффициенты концентрации рубидия в берил-

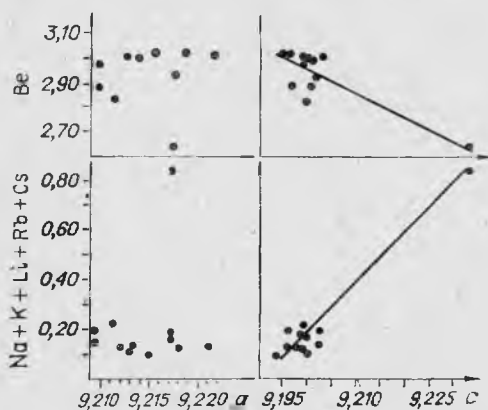


Рис. 50. Корреляция параметров a и c с содержанием бериллия и суммой щелочей в бериллах.

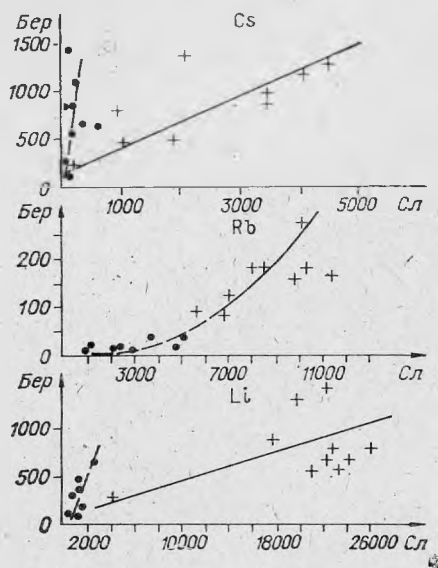
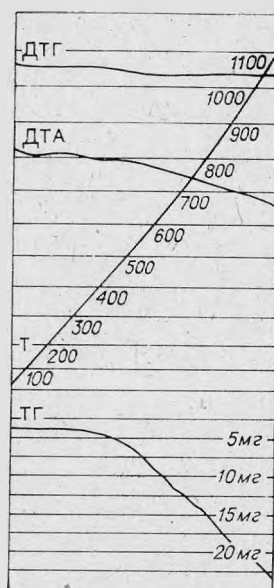


Рис. 51. Распределение лития, рубидия и цезия между сосуществующими бериллами, мусковитами (кружки) и лепидолитами (кресттики).

Химический состав бериллов (вес. %)

Номер образца	Порода, массив	SiO ₂	Al ₂ O ₃	BeO	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	H ₂ O	F	Σ
614/6	Амазонитовый пегматоид, Жанчивлан, МНР	65,28	18,95	13,37	1,20	0,25	0,07	0,26	0,26	0,05	0,01	0,02	0,90	0,02	100,63
801/15	Лепидолитовый пегматит (подтип II), Хух-Дель-Ула	64,74	19,39	12,66	0,36	—	1,82	0,41	0,26	0,19	0,013	0,13	0,18	0,68	100,54
1108/6	То же (подтип I)	63,78	18,74	11,95	0,45	—	2,52	0,32	0,25	0,29	0,02	0,14	1,44	0,83	100,38
804/13	(подтип II—III)	64,40	19,19	12,80	0,45	—	0,49	0,62	0,13	0,31	0,009	0,13	0,88	0,28	99,57
521/73	(подтип III)	65,56	17,66	13,96	0,38	—	0,77	0,50	0,48	0,11	0,02	0,08	0,74	0,54	100,57
6/10	»	65,42	18,42	13,90	0,09	0,03	0,25	0,50	0,33	0,1124	0,0321	0,1100	0,82	0,18	100,12
6/11	(подтип IV)	65,77	18,69	13,50	0,04	0,05	0,10	0,77	0,26	0,1329	0,0317	0,1931	0,54	0,12	100,14
1768	Мусковитовый пегматит, Унчжул	65,65	18,01	13,30	0,98	0,04	0,02	0,46	0,37	0,1441	0,0014	0,0694	1,22	0,08	100,31
1769/12	Лепидолитовый пегматит, Унчжул	64,91	18,04	13,80	0,40	0,10	0,02	0,53	0,08	0,1632	0,0085	0,1165	2,11	0,05	100,30
1769/18	То же	65,67	17,37	13,50	0,67	0,24	0,24	0,75	0,08	0,1584	0,0086	0,0828	1,20	0,12	100,02
1770/6	»	66,08	17,02	12,80	0,71	0,25	0,09	1,01	0,26	0,1391	0,0120	0,0872	1,33	0,10	99,85
RB-1	Сподуменовый пегматит, СССР	62,00	17,45	12,20	0,13	0,03	0,02	1,72	0,09	1,097	0,0624	4,053	1,10	0,10	100,01
2019	Мусковитовый пегматит, Тюмен-Цогто	65,19	17,76	13,95	0,98	0,13	0,15	0,35	0,17	0,0170	0,0014	0,0137	1,15	0,10	99,92
Хад-1	То же, Хадасан	65,48	18,07	13,90	0,58	0,06	0,05	0,34	0,03	0,1215	0,0009	0,0548	1,08	0,10	99,82
1715/10	Берхе-Гол	66,32	18,41	13,10	0,27	0,03	0,01	1,02	0,08	0,1028	0,0009	0,1452	0,43	0,10	99,98
1726/6	»	65,16	18,16	14,00	0,49	0,05	0,10	0,41	0,36	0,0594	0,0023	0,0848	0,05	0,05	99,95
BO-1	Бодончп-Гол	65,11	17,50	14,01	0,53	0,01	0,05	0,63	0,06	0,0733	—	0,0814	1,46	0,08	99,54
726/7	Ихэ-Наротин-Хид	65,06	19,30	13,49	0,61	0,60	0,14	0,19	0,35	0,02	0,004	0,11	0,54	0,01	100,42
806/13	Кварц-вольфрамитовая жила, Борун-Цогто	65,54	18,72	13,59	0,93	0,10	—	0,16	0,18	0,05	0,001	0,03	1,24	0,01	100,55
ЧХ-1	То же, Чулун-Хуритэ	66,16	17,20	13,60	0,93	0,16	0,47	0,47	0,03	0,0556	—	0,0358	1,22	0,22	100,46
ЧХ-2	»	65,44	18,13	14,00	0,49	0,18	0,14	0,34	0,34	0,0692	0,0031	0,0413	0,81	0,08	100,01
807/13	То же, Цаган-Даба	66,83	16,80	13,80	1,11	0,13	0,17	0,43	0,07	0,0672	0,0009	0,0891	0,81	0,10	100,37
2000/1	Грейзен, Цаган-Даба	65,51	17,32	14,00	0,93	0,13	0,07	0,46	0,09	0,0980	—	0,0689	1,31	0,05	100,02
203/а	» Дзанхарайн-Гол	66,04	16,77	12,40	1,10	0,20	0,40	0,69	0,22	0,0345	0,0010	0,0157	1,63	0,10	99,55
805/4	» Югодзырь	65,08	19,25	13,07	1,46	0,20	—	0,26	0,24	0,03	0,004	0,07	0,88	0,17	100,64

Примечание. Аналитики Г. С. Гормашева — 1971 г., Л. Н. Матвеева — 1975 г. Во всех прочих пробах марганец не обнаружен. Сумма дана за вычетом пересчета на фтор.

Таблица 34

Параметры элементарной ячейки бериллов (Å)

Номер образца	a	c	V	Номер образца	a	c	V
6/10	9,209	9,198	675,5	Хад-1	9,213	9,200	676,3
6/11	9,209	9,196	675,4	1715/10	9,211	9,199	675,9
1768	9,217	9,200	676,8	1726/6	9,212	9,198	676,0
1769/18	9,217	9,202	677,0	Чх-2	9,213	9,198	676,1
КБ-1	9,217	9,233	679,3	2000/2	9,218	9,196	676,7
2019	9,214	9,194	676,0	60-1	9,221	9,202	677,6

Примечание. Аналитик М. А. Абрамович. Описание образцов см. в табл. 33.

лах меньше 1 (табл. 35). В распределении рубидия между бериллами и слюдами наблюдается прямая корреляция (рис. 51).

Заметное геохимическое значение имеют бериллы в балансе цезия. Концентрации его варьируют в бериллах от 136 до 1920 г/т (см. табл. 35). По величине КК цезия бериллы близки к лепидолитам. Коэффициент концентрации цезия в бериллах всегда выше 1 и доходит до 100.

Средние содержания олова в бериллах возрастают от 4,7 г/т в лепидолитовых пегматитах до 8 г/т в мусковитовых пегматитах и до 12 г/т в грейзенах. Средние концентрации цинка в бериллах мусковитовых пегматитов — 400 г/т, лепидолитовых пегматитов — 4,4, мусковитовых пегматитов — 5,6 и грейзенов — 2,9 г/т. Содержания перечисленных элементов в бериллах прямо коррелируются с концентрациями этих элементов в самих породах. Из-за малых содержаний бериллов в перечисленных породах их роль как носителей свинца, олова и цинка незначительна.

ЭГИРИНЫ

Эгирины — типоморфные минералы щелочных гранитов Монголии. В породах других геохимических типов они не встречаются. В геохимическом типе щелочных гранитов эгирины распространены в породах всех

Таблица 35

Коэффициенты распределения редких щелочей между бериллами и слюдами и коэффициенты их концентрации в бериллах

Порода	Кол-во проб	Коэффициент распределения		
		Li	Rb	Cs
Лепидолитовые пегматиты	10	0,02—0,07	0,006—0,02	0,3—1,4
Мусковитовые пегматиты	5	0,22—0,31	0,002—0,02	1,0—8,5
Грейзены	4	0,06—0,20	0,003—0,01	0,7—4,0

Продолжение табл. 35

Порода	Кол-во проб	Коэффициент концентрации		
		Li	Rb	Cs
Лепидолитовые пегматиты	10	0,08—0,2	0,02—0,11	1—10
Мусковитовые пегматиты	5	2,4—20	0,02—0,11	12—100
Грейзены	4	0,5—0,1	0,04—0,01	1,3—8

Таблица 36

Химический состав эгиринов (вес. %) Хан-Богдинского массива

Окисел	908	1а	1б
SiO ₂	51,92	53,71	53,85
TiO ₂	2,16	0,40	0,32
Al ₂ O ₃	1,45	0,16	0,14
Fe ₂ O ₃	27,37	29,94	30,06
FeO	2,15	Не опр.	Не опр.
MnO	0,53	0,29	0,25
MgO	0,70	0,09	0,07
CaO	1,05	0,10	0,14
Na ₂ O	11,88	14,61	14,24
K ₂ O	0,15	0,01	—
P ₂ O ₅	0,18	Не опр.	Не опр.
Σ	99,54	99,31	99,07

Примечание. Обр. № 908 — из армстронгитового пегматита, анализировался химическим методом, обр. 1а и 1б — из эльпидитового пегматита (а — центр кристалла, б — его периферия), анализировался электронным микронзондом.

ния титана, алюминия и кальция. Содержания некоторых редких элементов в эгиринах приведены в табл. 37. Концентрация ниобия в эгиринах из жильных пегматитов в 2 раза ниже, чем в шлировых пегматитах, а циркония и гафния, напротив, в 2 раза больше. В сосуществующих эгиринах и арфведсонитах содержания ниобия и тантала находятся на близком уровне, а цирконий в 2 раза больше концентрируется в эгиринах.

МАГНЕТИТЫ

Магнетит — распространенный минерал гранитоидов стандартного геохимического типа. В гранитоидах литий-фтористого типа магнетит присутствует только в ранних фазах аляскитовых гранитов, которые по гео-

фажий: эффузивных комендитах, щелочных гранитах главных интрузивных фаз, жильных экеритах, пегматитах и кварцевых жилах. По времени выделения эгирины бывают как ранними минералами, так и поздними, замещающими ранние амфиболы. В гранитах эгирины образуются в парагенезисе с кварцем, микроклин-пертитом, щелочным амфиболом. Обычно эгирин выделяется позже амфибола, что легко определяется в шлифах по их взаимоотношениям. Детально эгирины не изучались.

Эгирины образуют как отдельные мелкие и крупные кристаллы, так и всякого рода агрегаты и сростания, лучистые, солнечные и т. д. В кварцевых сердечниках пегматитов Хан-Богдо встречаются закономерные кварц-эгириновые сростания, образующие псевдоморфозы (может быть, структуры распада) по неизвестному минералу. Цвет минерала зеленый, темно-зеленый до черво-зеленого. В одном из тел измененных пегматитов центральной части Хан-Богдинского массива встречены эгирины розового, фиолетового, белого и светло-салатно-зеленого цвета.

Химический состав эгиринов из пегматитов Хан-Богдо представлен в табл. 36, из которой видно, что они являются почти чистыми эгиринами. В эгирине из армстронгитового пегматита по сравнению с эгирином эльпидитового пегматита отмечаются повышенные содержания

Таблица 37

Содержание редких элементов в эгиринах

Номер образца	Порода, участок	Содержание редких элементов (в %)					
		Nb	Ta	Nb/Ta	Zr	Hf	Zr/Hf
908	Экрит, Армстронгитовый	60	1,4	43	2941	65	45
911	Пегматит, шлировый, Западный	105	2	52	1790	30	60
1110а	Пегматит, Южный	39	1,4	28	2236	50	45
1741	Редкоземельный пегматит, шлировый, Дорожный	108	1,5	72	1474	26	57
1251а	Полосчатый пегматит, Северный	47	2	24	2544	55	46

Примечание. Эгирины анализировались химико-спектральным методом, аналитики Л. Д. Макагон и С. А. Арбатская, 1977 г.

Химический состав магнетитов (вес. %) из катофоритовых щелочных гранитов

Номер образ-ца	Массив	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	ZnO	Ш.п.д.	Σ
ДБ-701	Даши-Балбарский	3,12	—	8,35	65,70	18,00	Не опр.	0,33	3,73	0,23	Не опр.	99,46
ДБ-687	То же	0,20	0,85	8,77	63,74	16,98	0,60	0,50	1,88	0,51	1,86	95,89
Бу-548	Баян-Уланский	0,57	0,45	7,41	62,43	21,78	0,48	0,25	1,25	0,61	2,39	97,62
Бу-877	То же	0,82	0,90	5,28	77,47	11,94	0,15	0,38	1,25	0,15	1,31	99,65
Бу-881	»	1,87	0,90	2,80	83,66	4,56	0,27	0,38	1,88	0,23	0,50	97,05
Бу-882	»	0,62	0,67	4,62	84,31	3,51	0,57	0,38	1,25	0,43	0,38	96,74
Бу-887	»	0,25	1,35	5,85	75,63	11,88	0,24	0,25	1,25	0,22	1,30	98,22

Примечание. Аналитик В. А. Писарская, 1970 г.

химическим данным приближаются к гранитам стандартного типа. В типе агпаитовых щелочных гранитов магнетит часто встречается в редкометалльных катофоритовых гранитах и отсутствует в рудоносных арфведсонитовых гранитах, что является одним из типоморфных признаков рудоносных арфведсонитовых гранитов. В бор-бериллиевом подтипе стандартных гранитоидов магнетит очень характерен для ранних биотитовых гранитов. Средние содержания магнетита из различных пород варьируют в широких пределах [Владыкин, 1973]. Во всех перечисленных типах гранитоидов магнетит образуется в различных парагенезисах минералов. Так, в щелочном типе это катофорит + ильменит + циркон, в стандартном типе — биотит + сфен + циркон (реже + ильменит), в бор-бериллиевом подтипе — биотит (мусковит) + гранат + флюорит + циркон и в литий-фтористом типе — литиевый биотит + ильменит + монацит + циркон (см. табл. 7—9). Детально магнетит не изучался. Обычно он образует отдельные мелкие выделения, реже октаэдрические кристаллы.

Химический состав магнетитов из катофоритовых гранитов представлен в табл. 38. Для магнетитов из катофоритовых гранитов характерны высокие содержания титана, притом концентрация титана в гранитах Даши-Балбарского массива выше, чем Баян-Уланского. Содержание титана в магнетитах гранитов стандартного типа для разных массивов следующие (%): Онгон-Хайрханский — 0,1—0,3; Чаган-Дабанский — 2,4; Тюмен-Цогтинский — 0,1—0,7; Югодзырский — 3—4; Их-

Таблица 39

Средние содержания некоторых редких элементов (г/т) в магнетитах из пород различных геохимических типов

Порода, геохимический тип	Кол-во проб	Pb	Sn	Zn	Nb	Zr	Sr
Граниты, литий-фтористый	10	150	300	3000	380	2000	250
Граниты, стандартный	29	160	100	1400	360	1300	280
Диориты, гранодиорит-гранитный	9	14	65	410	200	800	220
Катофоритовые и биотитовые граниты, щелочной	14	110	260	4600	380	2600	230
Псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты	5	44	44	3700	260	1200	250
Среднее для гранитов, по В. В. Ляховичу		24	26	24	97	90	—

Примечание. Олово, свинец и цинк анализировались количественным спектральным анализом, аналитик В. А. Легейдо, 1972 г.; ниобий, цирконий, стронций — количественным рентгеноспектральным анализом, аналитик Т. И. Бубынина, 1972 г.

Хайрханский — 0,1—0,7; Ихэ-Наротин-Хидский — 0,7/3; Горихинский — 2—5 (данные микрохимического анализа). В магнетитах из ранних гранитов Жанчивланского массива концентрации титана — 3,2%, Юдугинского Западного массива — 2,1%.

Содержания других элементов в магнетитах из стандартных гранитоидов варьирует в следующих пределах (вес. %): кремния до 3, алюминия 0,2—0,8, хрома 0,03—0,004, кобальта 0,003—0,005, никеля 0,0014—0,0001, ванадия — 0,2—0,002. Средние концентрации некоторых редких элементов в магнетитах из гранитов различных геохимических типов приведены в табл. 39. Для магнетитов из литий-фтористых, щелочных, стандартных гранитов характерны близкие содержания ниобия, стронция и свинца, а олова и цинка в первых двух больше в 3 раза, чем в стандартном типе. В магнетитах гранодиорит-гранитного типа и псевдолейцитовых сиенитах — пониженные концентрации ниобия, цинка, свинца и олова по сравнению с первыми тремя типами.

ФЛЮОРИТЫ

Флюорит — распространенный минерал мезозойских гранитоидов Монголии. Встречается в качестве акцессорного в породах геохимических типов, кроме редкометалльных агапитовых арфведсонитовых гранитов Хан-

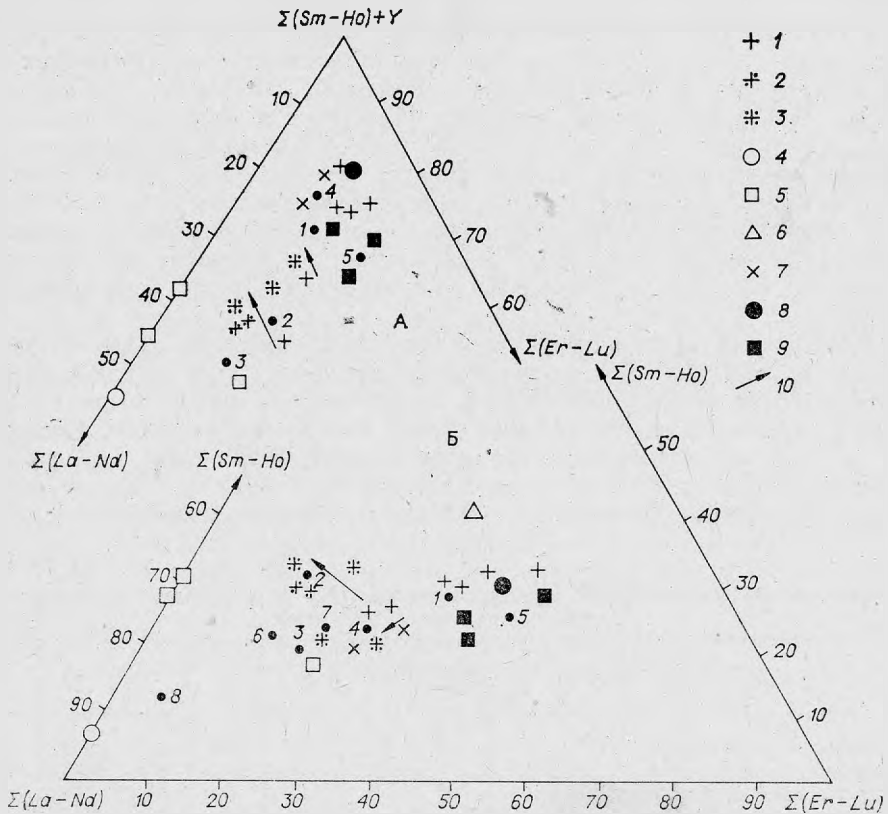


Рис. 52. Диаграмма составов РЗЭ во флюоритах.

А — с иттрием, Б — без иттрия. 1—6 — литий-фтористый тип: 1 — биотитовые граниты, 2 — микроклин-альбитовые граниты, 3 — амазонитовые граниты, 4 — пегматиты, 5 — микроклиниты, 6 — грейзены (слюдиты); 7 — щелочной тип, аляскиты; 8, 9 — стандартный тип: 8 — пегматиты, 9 — микроклиниты; 10 — направление эволюции составов. Номера обозначены средние составы РЗЭ. 1—3 — литий-фтористый тип: 1 — биотитовые граниты, 2 — микроклин-альбитовые и амазонитовые граниты, 3 — микроклиниты; 4 — щелочной тип, аляскиты; 5 — стандартный тип, микроклиниты. Средние составы по В. В. Ляховичу. 6 — интрузивные палингенные граниты; 7 — автохтонные граниты; 8 — щелочные граниты.

Содержание и спектр РЗЭ во флюоритах Монголии

Номер образца	Порода	Массив	Ce	La	Pr	Nd	Sm	Gd	Dj	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	$\Sigma TR + Y$
Литий-фтористый геохимический тип																
Ю-729	Аляскит	Зап. Юдугиш	440	860	160	810	520	700	510	330	860	220	970	320	12 640	19 340
Ю-725	»	»	260	730	150	750	490	720	600	340	900	280	1100	370	10 440	17 130
Ю-722	Гранит-порфир	»	170	280	80	330	180	190	330	110	410	30	550	30	8 150	10 840
Ю-730	»	»	120	140	40	120	100	240	220	130	340	140	480	15	3 220	5 305
Абд-440	Биотитовый гранит	Абдарский	370	940	120	470	230	270	500	240	540	220	520	—	4 610	9 030
Абд-456	Амазонитовый гранит	»	230	1040	110	550	250	240	315	85	450	120	610	22	5 070	9 092
МБ-584	Биотитовый гранит	Вост. Борун-Цог-то	520	1400	200	1170	570	500	480	240	480	330	1050	100	4 360	11 400
МБ-577	Ми-Аб-гранит	То же	1750	4980	1000	3940	2220	2330	1500	630	1520	180	2080	140	13 770	36 040
МБ-579	»	»	1160	4630	610	3100	1710	1650	1380	600	1150	240	1250	200	11 100	28 780
МБ-580	Амазонитовый гранит	»	1110	3830	830	3600	1780	2000	1920	265	1030	145	1190	165	11 240	29 105
МБ-581	»	»	1080	2820	550	2430	1470	1360	1590	470	1140	390	1390	400	11 800	26 890
МБ-1036	Слюдитовый грейзен	Зап. Борун-Цог-то	10	20	5	20	40	30	—	15	35	1	30	—	450	656
Дч-913	Микроклинит	Жанчивлан	30	40	20	4015	—	25	15	—	—	—	—	—	140	325
БН-811	»	Багагазрын	15	20	10	20	5	10	10	—	—	—	—	—	50	7 035
БН-623	»	»	625	1020	320	635	200	340	230	50	560	—	495	—	2 500	575
Хх-521/5	Литиевый пегматит	Хух-Дель-Ула	60	155	10	100	10	10	—	—	—	—	—	—	230	—
Среднее по биотитовым гранитам (6)			315	725	125	610	350	435	440	230	590	205	780	140	7 235	12 180
Среднее по Ми-Аб и амазонитовым гранитам (5)			1065	3460	620	2725	1485	1515	1340	410	1060	215	1305	185	10 595	25 980
Среднее по микроклинитам (2)			225	360	115	230	95	125	85	15	190	—	165	—	825	2 500
Щелочногранитный геохимический тип																
Бу-880	Аляскиты	Баян-Улап	25	80	15	70	50	30	—	35	80	2	65	1	1 160	1 615
Бу-890	»	»	130	200	50	170	80	90	—	60	100	35	150	5	2 080	3 150
Среднее по аляскитам (2)			80	140	30	120	65	60	—	50	90	20	110	3	1 620	2 390
Стандартный геохимический тип																
Ох 865	Мусковитовый пегматит	Онгон-Хайрхан	50	130	20	60	50	80	100	50	170	10	200	—	2 100	3 010
ТШ 25	Микроклинит	Тюмен-Цогто	80	160	30	90	60	80	80	40	190	—	260	—	1 150	2 220
ИХэ833	То же (синий флюорит)	Их-Хайрхан	50	100	20	60	70	80	100	60	210	—	290	—	1 410	2 450
ИХэ833	То же (белый флюорит)	»	10	25	5	15	10	15	—	10	30	—	30	—	250	400
Среднее по микроклинитам (3)			50	95	20	55	45	60	60	35	145	2	195	—	935	1 697

Богдо. Помимо этого, образует самостоятельные флюоритовые жилы множества месторождений Центральной Монголии. Во флюоритовом подтипе литий-фтористых гранитоидов флюорит — главный концентратор фтора, он выполняет роль носителя фтора в гранитах. Детально минерал не изучался.

Спектр редкоземельных элементов флюоритов приведен в табл. 40. Сумма РЗЭ варьирует в пределах 0,009—9,2%, а иттрия — 0,005—1,3%. Наибольшие содержания РЗЭ и иттрия фиксируются во флюоритах из амазонитовых гранитов Борун-Цогтинского Западного массива, а наименьшие — во флюоритах из низкотемпературных флюоритовых жил Центральной Монголии. Спектр РЗЭ во флюоритах имеет комплексный характер (рис. 52). В литий-фтористых гранитах от ранних пород к поздним во флюоритах уменьшается относительное содержание тяжелых лантаноидов, а концентрация иттриевой группы с иттрием возрастает. Наивысшие относительные содержания тяжелых лантаноидов фиксируются во флюоритах из микроклинитов и пегматитов гранитоидов стандартного геохимического типа, а наиболее цериевый состав РЗЭ характерен для флюоритов из пегматитов Хух-Дель-Улы. Для флюоритов из поздних флюоритовых жил суммы РЗЭ редко превышают 0,1%, причем главную роль в спектре РЗЭ играет иттрий.

Кроме флюоритов типично гидротермальной стадии в гранитоидах Монголии обнаружены флюориты позднемагматической стадии. Так, во флюоритах из аляскитов Баян-Уланского массива (щелочной тип) и литий-фтористых аляскитов Абдарского массива В. Б. Наумовым обнаружены расплавные включения.

МИНЕРАЛЫ ЦИРКОНИЯ

Главным минералом циркония, широко распространенным во всех геохимических типах гранитоидов Монголии, является циркон. Наиболее разнообразно циркониевая минерализация представлена в апаитовых щелочных гранитоидах Хан-Богдинского массива, причем циркон здесь — подчиненный и часто вторичный минерал. Наибольшим распространением здесь пользуются цирконосиликаты группы эльпидит — армстронгит, реже встречаются аморфизированные редкоземельно-циркониевые силикаты и циркониевый опал.

Минералы группы эльпидит — армстронгит

Армстронгит — новый минерал, открытый автором в щелочных гранитах Хан-Богдинского массива и названный в честь Н. Армстронга — космонавта, первого человека, ступившего на Луну [Владыкин и др., 1973]. Армстронгит как порообразующий минерал встречается в эгириновых щелочных гранитах и пегматитах. Он образует мелкие выделения (1—2 мм) и пойкилокристаллы в мелкозернистом эгириновом граните, а в центральных частях пегматитов и в кварцевых ядрах встречаются крупные агрегаты выделений армстронгита размером до 50×50 см и отдельные монокристаллы длиной до 15 см. Кроме армстронгита первой генерации наблюдается иногда и армстронгит второй генерации (табл. 41). Он образует спутанно-волокнистые агрегаты светло-коричневого цвета и цементирует обломки армстронгита первой генерации.

Минерал моноклинной сингонии, $a = 14,04 \text{ \AA}$; $b = 14,16 \text{ \AA}$; $c = 7,81 \text{ \AA}$; $\angle \beta = 109^\circ 33'$; $z = 4$. Кристаллы удлинены вдоль оси b . Спайность совершенная по (001) и средняя по (100), хрупок, микротвердость 310—330 кг/см², удельный вес 2,562—2,593 г/см³, цвет минерала от темно- до светло-коричневого. Армстронгит полисинтетически сдвойникован по

Химический состав минералов ряда армстронгит — эльпидит (вс. %)

Номер образца	Местонахождение, массив, порода	SiO ₂	ZrO ₂	TR ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Σ
<i>Армстронгиты, Монголия, Хан-Богдинский массив</i>															
1421	Пегматоидный жильный гранит, Западный участок	60,99	20,70	0,80	0,03	—	1,70	0,51	0,07	0,10	9,01	0,12	0,09	6,30	100,42
608/19	Шлировый пегматит, там же	60,12	19,80	0,55	0,02	0,12	0,60	1,31	0,18	0,19	9,15	0,18	0,14	7,90	100,26
1791/4	Жильный экерит, Северный участок	58,95	20,70	1,40	0,03	0,14	1,36	1,76	0,13	0,21	8,89	0,16	0,07	6,10	99,90
1793/2	Шлировый пегматит, там же	59,34	21,30	0,62	0,01	0,06	0,68	0,82	0,14	0,11	9,06	0,08	0,05	7,50	99,77
1793—9	Пегматит, Дорожный участок	59,02	20,00	1,23	0,13	0,27	2,13	1,17	0,08	0,22	8,64	—	0,13	7,64	100,66
1793а	Кварцевый сердечник пегматита, там же	60,10	19,80	0,90	0,05	0,05	1,02	1,43	0,28	0,03	9,34	0,10	0,02	7,66	100,78
608/190	Армстронгит-2, Западный участок	59,16	19,00	1,68	0,34	0,11	—	1,96	—	0,19	7,47	0,80	0,14	8,84	99,69
<i>Кальцийсодержащие эльпидиты, Монголия, Хан-Богдинский массив</i>															
811/11	Пегматит, Лагерный участок	61,17	20,35	0,50	Не опр.	0,07	0,94	0,72	—	—	2,11	5,56	0,31	8,80	100,53
811/9	Там же	61,01	17,34	1,56	»	—	1,51	1,46	—	0,26	2,95	5,32	0,16	8,76	100,35
857/9	Пегматит, участок Архар	58,28	20,60	0,32	»	—	1,38	0,73	—	0,40	3,17	6,21	0,15	8,60	99,84
809/1	Жильный экерит, Долинный участок	59,80	19,30	1,41	»	—	1,13	1,14	0,15	1,00	3,03	4,90	0,22	8,60	100,68
605/22	Пегматит, Западный участок	58,12	19,95	0,58	0,01	—	0,86	2,21	—	0,20	3,52	5,67	0,34	8,70	100,16

Номер образца	Местонахождение, массив, порода	SiO ₂	ZrO ₂	Ti ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Σ
735/2	Жильный экерит, Северный участок	60,38	18,02	0,27	Не опр.	—	1,04	0,46	0,30	0,50	2,32	7,25	0,09	8,86	99,49
810/16	Жильный пегматит, там же	59,84	18,72	0,84	»	0,01	0,68	0,22	0,39	0,40	2,46	7,42	0,14	8,58	99,70
1251/5	Жильный экерит, там же	59,64	19,80	0,68	»	—	1,62	0,71	0,03	0,29	1,53	7,14	0,04	8,97	100,45
1791/65	Пегматит, там же	60,07	19,30	1,20	»	0,11	1,19	0,57	0,11	0,07	2,46	7,23	0,03	8,20	100,54
1793-8	Пегматит, Дорожный участок	58,00	20,85	1,32	0,02	0,06	1,87	0,50	0,10	0,05	2,00	6,52	0,06	9,38	100,73
1795	Шлировый пегматит, там же	58,67	19,12	1,20	Не опр.	0,01	1,35	0,19	0,55	0,02	2,07	5,60	0,07	11,50	100,35
1805	Шлировый пегматит, Южный участок	58,22	20,05	0,45	0,03	0,08	2,24	0,95	0,28	0,06	0,90	8,03	0,06	8,66	99,98
1918/2	Там же	59,54	20,10	0,83	0,01	0,06	1,36	0,34	0,22	0,02	1,80	7,46	0,02	8,35	100,11
1810/8	Пегматит, Центральный участок 1	59,40	20,60	1,20	0,11	0,02	1,36	0,58	0,10	0,19	3,00	6,39	0,05	7,60	100,60
811/6	Там же	60,00	19,25	0,58	Не опр.	0,08	2,03	0,42	0,07	0,03	3,93	5,43	0,04	8,83	100,69
1808/11	»	60,15	20,30	0,48	0,02	0,15	1,35	0,53	0,05	0,10	2,41	6,54	0,11	8,52	100,71
1858	Пегматит, Центральный участок 1	59,70	19,50	0,68	0,02	—	1,47	0,17	0,02	0,05	1,66	7,85	0,18	9,01	100,31
1856	Там же	60,36	18,90	0,78	0,04	0,15	1,67	0,17	0,04	0,05	1,46	7,11	0,27	9,10	100,10
1421/6	»	60,03	19,90	0,70	0,01	0,08	1,35	0,28	0,04	0,06	2,06	7,38	0,07	8,64	100,59
1811/3а	Пегматит, Центральный участок 2	59,34	20,60	1,10	0,02	0,08	1,00	0,60	0,09	0,19	2,35	5,87	0,07	9,27	100,58
1819	Там же	59,75	20,40	0,69	0,01	0,12	0,68	1,12	0,09	0,05	3,26	5,95	0,05	8,37	100,53
801/154	Экерит, Северный участок	53,67	21,30	Не опр.	Не опр.	0,07	3,32	—	—	0,19	1,59	8,97	0,44	11,68	100,23

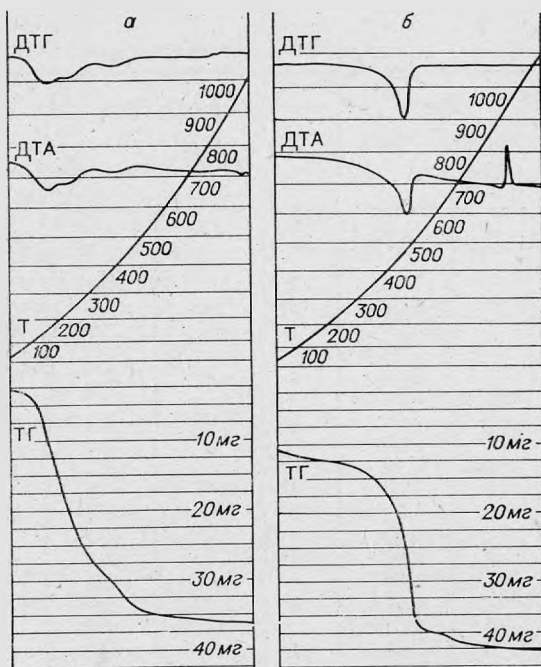
Рис. 53. Дериватогаммы эльпидита (а) и армстронгита (б).

Условия съемки: навески 400 мг, ДТА-1/10, ДТГ-1/10, скорость нагрева — 10 град/мин, инертное вещество — прокаленная окись алюминия.

(001) с осью двойшикования *a*. Минерал двуосный, отрицательный, удлинение относительно спайности положительное, с $Nm = 5-7^\circ$; Ng параллельно *b*; $Ng = 1,573$; $Nm = 1,569$; $Np = 1,563$; $2V = 50-54^\circ$, плеохроизм отсутствует. На дериватограмме армстронгита (рис. 53) отмечаются эффекты: эндотермический при $500^\circ C$, что соответствует выделению воды в минерале, и экзотермический при $t = 950^\circ C$, фиксирующий необратимый фазовый переход. Минерал, нагретый до $800^\circ C$ и затем помещенный

во влажную атмосферу, полностью восстанавливает воду, что говорит о ее цеолитном характере. Межплоскостные расстояния у прокаленного до $1100^\circ C$ армстронгита (табл. 42) близки к непрокаленному. При этом параметры элементарной ячейки меняются: $a = 5,44 \text{ \AA}$; $b = 13,79 \text{ \AA}$; $c = 7,46 \text{ \AA}$; $\angle \beta = 119^\circ 33'$. Возможно, что у параметра зафиксирован только псевдопериод, который у непрокаленного армстронгита равен $7,02 \text{ \AA}$. Микроскопическое исследование прокаленного и непрокаленного армстронгита свидетельствуют о равномерном распределении Ca, Zr, Si и фиксирует фазу Fe. В случае прокаленного минерала, вероятно, мы имеем дело с безводной разновидностью армстронгита. Химические анализы армстронгита (см. табл. 41) пересчитываются на формулу $CaZrSi_6O_{15} \cdot 2,5H_2O$. В незначительных количествах присутствуют алюминий, железо, калий, натрий и редкоземельные элементы. В спектре РЗЭ преобладают тяжелые лантаноиды и иттрий. В армстронгите второй генерации происходит относительное накопление цериевых РЗЭ и увеличение суммы РЗЭ. По составу и физическим свойствам армстронгит является кальциевым аналогом эльпидита. Для структуры армстронгита [Шашаев, Саножников, 1978] характерно чередование октаэдров циркония и кальция вдоль оси *a*, аналогично чередованию циркониевых и натриевых октаэдров в эльпидите. Кремнекислородные тетраэдры образуют ксеполитовые ленты, вытянутые вдоль оси *b*, которые соединены вершинами днортóгрупп, образуя слой. Вода находится в двух равноценных вершинах кальциевых октаэдров, аналогично натриевым октаэдрам в эльпидите. На ИК-спектрах армстронгита деформационные колебания воды дают двойной пик при 1620 и 1660 см^{-1} , валентные — полосу с максимумом $3520-3580 \text{ см}^{-1}$, что подтверждает цеолитовый характер воды.

Армстронгит образуется в парагенезисе с кварцем, микроклином, альбитом, эгирипом и акцессорным монацитом, сфеном, синхизитом. В одном из тел зональных пегматитов встречена ассоциация армстронгита и эльпидита. В этом пегматите эльпидит образуется ближе к зальбандовым частям, а армстронгит — к центральным. Кроме того, в квар-



Межплоскостные расстояния цирконосиликатов

Эльпидит 605/22		А р м с т р о н г и т 608/19								
		Исходный			Прокаленный до 800°С				Прокаленный до 1100 °С	
					не насыщенный водой		насыщенный водой			
		I	d/n	I	d/n	hkl	I	d/n	I	d/n
7	7,15	3	7,34	001	3	7,31	5	7,31		
6	6,51	5	7,05	020	9	0,87	5	6,91	8	6,83
2	5,69	9	6,60	200	2	6,59	9	6,56		
8	5,16	1	5,07	021	1	4,96	1	5,02		
3	4,82	4	4,58	221			3	4,55		
1	4,62				4	4,46			3	4,46
4	4,19	10	4,26	201	2	4,22	9	4,23		
3	3,60				5	4,10	2	4,10	10	4,06
2	3,46	9	3,80	202	10	3,77	10	3,78	2	3,71
10	3,27	1	3,67	002	1	3,65	1	3,65		
1	3,20	3	3,30	400	3	3,31	6	3,33	6	3,37
7	3,13	4	3,19	041						
4	2,975	1	3,12	240	III	3,12			7	3,10
3	2,932	10	3,05	241	3	3,03	8	3,04		
1	2,715	5	2,995	420	5	2,95			10	2,96
2	2,677				1	2,86	1	2,85	9	2,83
3	2,590	1	2,700	401			2	2,69		
4	2,547	1	2,634	222						
4	2,413	1	2,591	242	2	2,58	4	2,58		
1	2,309	1	2,555	042						
1	2,272	1	2,474	441			1	2,45	1	2,47
1	2,179	1	2,416	440						
2	2,094						1	2,39	1	2,36
3	2,015						1	2,22		
4	1,951	1	2,188	261						
1	1,929	3	2,143	441			1	2,13		
1	1,876	4	1,981	443			4	1,98	2	2,01
3	1,830	5	1,947	224			4	1,94	3	1,905

П р и м е ч а н и е. Условия съемки: камера РКУ, $D = 114$ мм, $d = 0,3$ мм, Fe — излучение без фильтра.

цевом ядре другого пегматита встречены кристаллы армстронгита. Замещения эльпидита армстронгитом не наблюдалось. Оба они замещаются сферолитами циркона и кварца.

Эльпидит. До последнего времени эльпидит считался очень редким минералом. При детальном изучении провинций щелочных гранитов в различных регионах мира было установлено, что эльпидит часто является типоморфным минералом агапитовых щелочных гранитов, как, например, в Казахстане [Степанов, 1961], Канаде, Северной Атлантике, на о. Рокалл и др. Известны находки эльпидита в массивах нефелиновых сиенитов, однако там, как правило, он встречается в кварц-полевошпат-эгириновых жилах, которые по составу отвечают щелочным гранитам. Для агапитовых щелочных гранитов, жильных экеритов и пегматитов Хан-Богдинского массива эльпидит характерен и широко распространен и часто выступает в роли породообразующего. В некоторых пегматитах размеры кристаллов эльпидита доходят до 20×10 см, а количество его в породе — до 20—30%. В этих случаях он — единственный концентратор и носитель циркония в породе, а такие породы можно рассматривать как потенциальную руду на цирконий.

Эльпидит моноклинной сингонии, $a = 7,31 \text{ \AA}$; $b = 14,66 \text{ \AA}$; $c = 7,06 \text{ \AA}$; $z = 2$. Цвет эльпидита — от ярко-красного и коричневого до свет-

ло-желтого, совершенная спайность по (110). Минерал двусный, положительный, удлинение относительно спайности отрицательное, $N_g = 1,573-1,575$; $N_m = 1,565-1,569$; $N_p = 1,558-1,563$; удельный вес $2,587-2,593$ г/см³. На кривой нагревания (см. рис. 53) отмечаются два накладывающихся друг на друга эндотермических эффекта при $t = 170^\circ\text{C}$ и $220-260^\circ\text{C}$ и третий эндотермический эффект при $t = 460^\circ\text{C}$, которые отвечают процессу выделения воды в минерале. При 900°C начинается плавление минерала. Эллипидиты, прокаленные до 800°C с последующей экспозицией во влажной атмосфере, полностью восстанавливают воду, что говорит в пользу ее цеолитного характера. На ИК-спектрах деформационные колебания воды представлены пиком 1670 см⁻¹, а валентные тремя пиками — 3480 , 3540 и 3580 см⁻¹, что подтверждает наличие трех

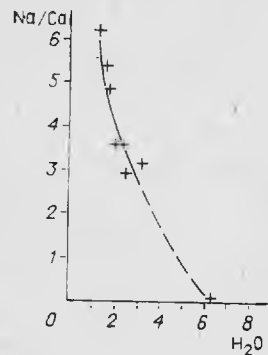


Рис. 54. Зависимость содержания высококипящей воды от отношения натрия к кальцию.

положений воды в эллипидитах МНР и ее цеолитный характер. Как известно [Сапожников, Кашаев, 1978], в структуре натриевого эллипидита вода занимает два положения: в вершине натриевого октаэдра и в вершине натриевого семивершинника. Можно предположить, что вода, выделяющаяся при 170°C , занимает место в семивершиннике, а при $220-260^\circ\text{C}$ — в октаэдре. Количество воды, выделяющееся при 460°C , коррелируется количеством кальция в эллипидите (рис. 54). По данным А. Н. Сапожникова и А. А. Кашаева (1978), кальций в кальциевых эллипидитах МНР располагается в октаэдрах, поэтому вода, выделяющаяся при 460°C , должна располагаться в вершине октаэдра, аналогично армстронгиту. У эллипидитов с малым содержанием кальция эндотермический эффект при $460-500^\circ\text{C}$ отсутствует. Химический состав эллипидитов представлен в табл. 41. Для Хан-Богдинского массива характерны кальцийсодержащие эллипидиты, причем содержание кальция варьирует в них от 1 до 4%. Встречен необычный «многоводный» эллипидит (см. табл. 41). Наблюдается обратная корреляция между содержаниями кальция, натрия и их суммой. Из этого следует, что при замещении двух атомов натрия атомом кальция в эллипидите количество атомов в группе X будет иметь промежуточную величину между эллипидитом (2) и армстронгитом (1). Из второстепенных элементов в эллипидитах встречены в незначительных количествах алюминий, магний, железо, калий и РЗЭ (см. табл. 41). Микронзондовым и микроскопическими исследованиями установлено, что железо в эллипидите и армстронгите находится в виде мелких равномерно рассеянных точек окислов железа. В зависимости от степени окисления этих включений минералы имеют красную или коричневую окраску. В спектре редкоземельных элементов (рис. 55, 56, табл. 43) отмечается преобладание тяжелых лантаноидов над легкими,

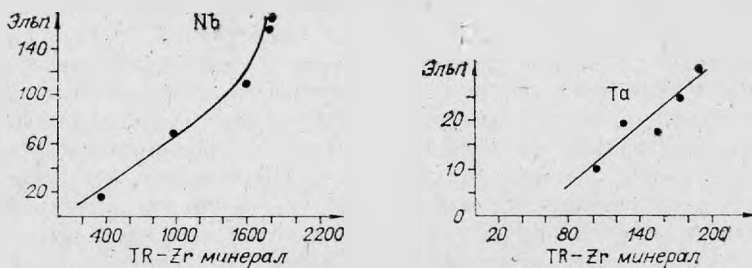


Рис. 55. Распределение ниобия и тантала между сосуществующими эллипидитом и редкоземельно-циркониевыми минералами (г/т).

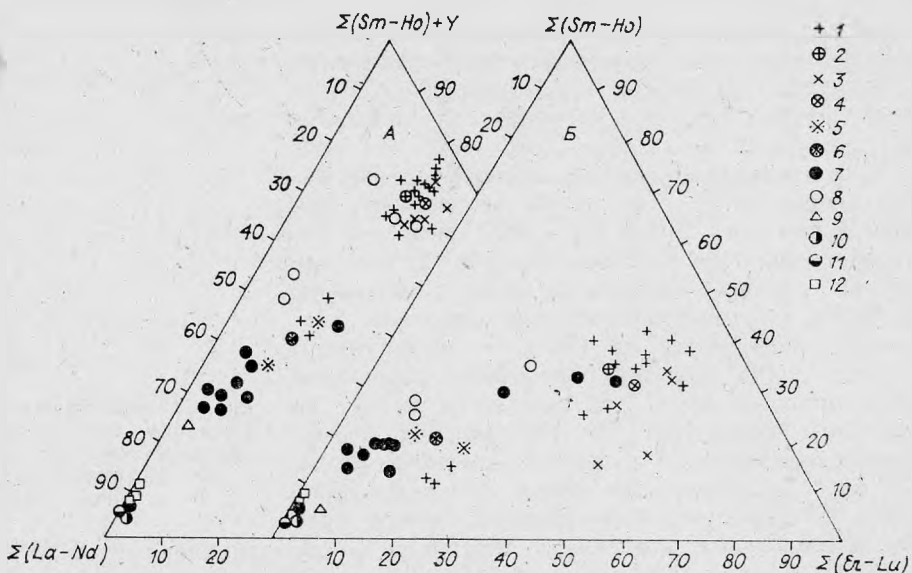


Рис. 56. Диаграмма составов РЗЭ в цирконо-титаносиликатах, силикатах ниобия и РЗЭ из щелочных гранитов и пегматитов Хан-Богдинского массива. А — с иттрием, Б — без иттрия. 1 — эльпидиты, 2 — эльпидиты (среднее), 3 — армстронгит-1, 4 — армстронгит-1 (среднее), 5 — армстронгиты-2, 6 — армстронгиты-2 (среднее), 7 — редкоземельно-циркониевые силикаты, 8 — титаносиликаты, 9 — силикаты ниобия, 10 — бастнезит, 11 — синхизит, 12 — монацит.

причем соотношения «иттриевой» и «скандиевой» групп примерно равны. В эльпидитах, сосуществующих с редкоземельно-цирконовыми силикатами, наблюдается закономерное разделение редкоземельных элементов. При этом первые обогащены тяжелыми лантаноидами, а вторые — цериевой группой редкоземельных элементов.

Эльпидиты встречаются в парагенезисе с кварцем, микроклином, альбитом, арфведсонитом, эгирином, нептунитом, сфеном и акцессорным монацитом и синхизитом. В поздних процессах эльпидиты замещаются цирконом и кварцем.

Об изоморфизме эльпидита и армстронгита. Существует непрерывный ряд составов между натриевым и кальцийсодержащим эльпидитом (см. табл. 41). По-видимому, в этом случае можно говорить об изоморфизме типа $2\text{Na}^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \square$ (вакансия), в интервале составов от натриевых до кальцийсодержащих эльпидитов, т. е. об ограниченном изоморфизме между эльпидитом и армстронгитом. Вероятно, максимально возможное содержание армстронгитового минала — 33%, при этом соотношение ионов натрия и кальция в октаэдрах равно 2:1, а в семивершинниках отношение натрия к вакансиям также 2:1. При дальнейшем замещении натрия на кальций структура эльпидита становится неустойчивой из-за паличия большого количества вакансий и двухвалентного кальция на месте одновалентного натрия и происходит резкая деформация структуры. Вершины кремнекислородных тетраэдров, которые связывались натрием, расположенным в центре семивершинника, соединяются общей вершиной, тем самым объединяя кремнекислородные ленты в слои. Замена натрия на кальций в ряде натрий-циркониевых октаэдров также приводит к перестройке ряда, и циркониевые октаэдры ориентируются в одну сторону. Таким образом, возможно из ленточной структуры ромбического эльпидита перейти к слоистой структуре моноклинного армстронгита. Для «большой устойчивости» армстронгит образует полисинтетические двойники, которые увеличивают симметрию до ромбической, притом на двойниковом шве образуется деталь структуры эль-

Спектр редкоземельных элементов (г/т) в минералах эльпидит-армстронгитового ряда

Номер образца	Za	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	TR	Y	TR+Y
<i>Армстронгит-1</i>																
608/19	130	410	40	180	33	60	180	65	330	140	440	90	2 095	2730	4 825	
1421	170	320	—	300	100	10	280	700	140	870	160	610	27	2 987	3800	6 787
1791/14	570	370	70	580	170	10	400	980	110	1100	200	1300	32	5 892	6000	11 892
1793/2	63	70	—	320	100	10	250	620	140	730	160	800	24	3 287	3300	6 587
1793a	89	140	—	220	71	9	270	630	140	800	160	640	36	3 205	4200	7 405
<i>Армстронгит-2</i>																
1793—9	1000	1800	450	1600	360	15	480	620	140	910	140	850	31	8 396	3800	12 196
608/190	1500	2800	600	2400	700	30	800	650	130	800	170	610	52	11 242	3000	14 242
Среднее по армстронгиту-1	204	262	82	320	95	10	300	622	119	766	164	758	40	3 682	4006	7 688
Среднее по армстронгиту-2	1250	2300	525	2000	530	22	640	635	135	855	155	730	41	9 818	3400	13 218
<i>Эльпидит</i>																
1918/2	80	120	—	150	90	6	320	790	160	970	170	450	24	3 330	4500	7 830
1805	400	1000	120	530	100	9	120	210	62	320	58	370	13	3 312	1500	4 812
1819	330	370	80	350	94	9	280	470	110	670	100	350	30	3 243	3300	6 543
1808/1	260	250	60	290	82	8	160	340	93	500	100	450	19	2 617	2500	5 117
1810/8	350	450	60	470	240	15	760	1000	250	1500	280	450	40	5 825	6000	11 825
1811/3a	170	520	80	270	170	13	460	850	160	860	130	450	23	4 156	5000	91 560
1756	150	240	55	250	110	9	270	550	150	700	130	400	25	3 038	3500	6 538
1758	30	89	—	68	63	—	210	450	120	700	160	250	35	2 175	3600	5 775
1793—8	100	370	60	360	260	13	700	1400	250	1600	260	740	40	6 153	7000	13 153
1796/66	140	300	70	340	130	7	470	1200	250	1500	270	650	44	5 371	6000	11 371
1421/6	120	100	—	220	64	5	230	500	130	710	140	360	20	2 600	3300	5 900
1251/5	27	160	30	70	83	4	190	350	93	900	100	200	16	2 223	3500	5 723
811/6	110	170	30	160	74	7	200	400	130	620	100	300	17	2 320	3100	5 420
810/16	270	360	70	300	89	9	210	400	110	650	120	220	28	2 836	3000	5 836
605/22*	70	430	25	70	60	75	—	115	115	360	80	580	170	2 150	3270	5 420
857/9*	63	120	40	80	20	35	—	—	8	325	5	450	—	1 140	1680	2 820
735/2*	55	85	40	70	23	35	—	—	20	125	14	350	—	820	1570	2 390
Среднее по эльпидиту	193	343	70	280	125	9	305	170	870	147	150	400	27	3 554	3985	7 539

Примечание. Звездочкой отмечены образцы с определениями методом бумажной хроматографии, аналитик С. Р. Абрамова; остальные — количественным спектральным анализом, аналитик Е. В. Смирнова.

пидита и внешняя огранка кристаллов-двойников армстронгита аналогична кристаллам эльпидита.

Минералы группы эльпидита — армстронгита — главные концентраты и носители циркония и гафния в агнаитовых щелочных гранитоидах Хан-Богдинского массива. В породах, где они являются породообразующими минералами, коэффициент концентрации циркония и гафния варьирует от 4 до 30. На минералы этой группы приходится до 90% циркония и гафния в породе. Когда в породах присутствует водный редкоземельно-циркониевый силикат, то их доля как носителей циркония и гафния уменьшается до 70—60%. Отношение Zr/Hf в цирконосиликатах довольно высокое и варьирует от 70 до 100, что сопоставимо с их отношением в самих породах. На долю описываемых цирконосиликатов приходится 10—20% всей суммы редкоземельных элементов в породе и более 50% тяжелых лантаноидов. Для минералов группы эльпидит — армстронгит характерно отсутствие или очень незначительный изоморфизм циркония с ниобием и титаном, что хорошо согласуется с различием кристаллохимической роли этих элементов в щелочно-силикатных структурах [Пятенко и др., 1976]. Содержания редких щелочей в минералах этой группы незначительные. Они равняются $1-10 \cdot 10^{-4}$ для лития, рубидия и возрастают от $20-80 \cdot 10^{-4}$ для цезия. Коэффициенты концентрации для лития — 0,005, рубидия — 0,01, цезия — 0,2—1,0. По-видимому, структура эльпидита с крупными полостями относительно благоприятна для концентрации больших ионов цезия.

Содержания ниобия и тантала в цирконосиликатах приведены в табл. 44. Содержания ниобия и особенно тантала в армстронгитах выше, чем в эльпидитах. Это можно объяснить тем, что армстронгиты образуются несколько позже эльпидитов. Особенно высоки значения тантала и ниобия в армстронгите-2. Коэффициенты концентрации для ниобия в армстронгитах равны 1—2, в эльпидитах — 0,6—4, для тантала в армстронгитах — 9—13, в эльпидитах — 1,1—4,6. В эльпидитах концентрируется от 5 до 50% ниобия породы и 25—50% тантала, в армстронги-

Таблица 44

Содержание ниобия и тантала (г/г) в цирконосиликатах

№ п/п	Номер образца	Nb	Ta	Nb/Ta	№ п/п	Номер образца	Nb	Ta	Nb/Ta
1	608/19	87	39	2,2	17	1808/11	114	24	4,7
2	1793/2	74	25	3,0	18	1811/3а	154	16,5	9,3
3	1421	160	27	5,9	19	1810/8	688	55,3	12,4
4	1791/4	163	31	5,3					
5	1793а	324	35	9,3					
6	1793-9	795	134	5,9		Среднее	163	21	7,7
	Среднее	267	48,5	5,5	20	809/62	2400	78,7	30
					21	1819/8	215	25	8,6
					22	1918/10а	270	18	15
7	608/190	2030	339	6,0	23	811/91	1050	226	4,6
8	1819	64	14,5	4,4	24	1793/4	1790	122	14,7
9	605/22	68	15,5	4,4	25	908/1	1540	156	9,9
10	1421/6	56	15,5	3,6	26	1792/2	2220	156	14,2
11	1918/2	16	9	1,8	27	1741/61	2270	200	11,4
12	1918/2	20	10,7	1,9	28	1808/12	1580	172	9,2
13	1805	205	37	5,5	29	1918/4	355	102	3,5
14	1756	248	17	14,6	30	1806/7	1800	154	11,7
15	1758	154	18	8,6	31	856/51	1360	196	6,9
16	1793/8	166	19	8,7		Среднее	1275	139	9,2

Примечание. 1—6 — армстронгит-1; 7 — армстронгит-2; 8—19 — эльпидиты; 20 — «катаплетоподобный» минерал; 21—31 — редкоземельно-циркониевый минерал. Описание образцов в табл. 41. Минералы анализировались химическим методом, аналитик В. В. Конусова, 1977 г.

тах — 10—15% ниобия и 50% тантала. Роль цирконосиликатов в балансе ниобия близка роли амфиболов и пироксенов, а для тантала значительно превышает их. Значение эльпидита в балансе ниобия уменьшается, когда в породе присутствуют редкоземельно-циркониевые минералы, концентрирующие ниобий. Наблюдается прямая корреляция концентраций ниобия и тантала в эльпидитах и редкоземельно-циркониевых минералах (см. рис. 55), что говорит в пользу изоморфного вхождения этих элементов в минералы. Вероятно, в этих минералах они изоморфны с цирконием, так как в цирконе, образующемся по эльпидиту, концентрации ниобия и тантала остаются такими же, какими и были в эльпидите.

Водные редкоземельно-циркониевые силикаты (аморфизованные)

Редкоземельно-циркониевые силикаты типичны для пегматитов Хан-Богдинского массива. Они обнаружены в крупнозернистых пегматитах почти всех рудных участков, в некоторых телах жильных экерит-пегматитовых комплексов и в ксенолитах пегматизированных эффузивов Северного участка. Минералы образуются в кварц-полевошпат-амфиболовой зоне пегматитов и в кварцевом ядре. Для всех обнаруженных редкоземельно-циркониевых минералов характерен октаэдрический габитус кристаллов, редко с гранями куба и ромбододекаэдра (рис. 57, 58). Все эти минералы не дают собственной рентгенограммы, что, вероятно, связано с неустойчивостью их структуры в условиях земной поверхности и приводит к распаду структуры на аморфную землистую массу. Судя по сосуществующим с ними минералам, привноса — выноса компонентов в этих породах не наблюдается, и мы считаем, что состав землистой плотной массы, заполняющей октаэдрические формы, отвечает первичному составу минералов. Об этом свидетельствует также выдержанность состава многих образцов этих минералов из различных рудных участков, близкий уровень концентраций в них редких элементов и закономерное распределение ниобия и тантала с сосуществующими с ними эльпидитами

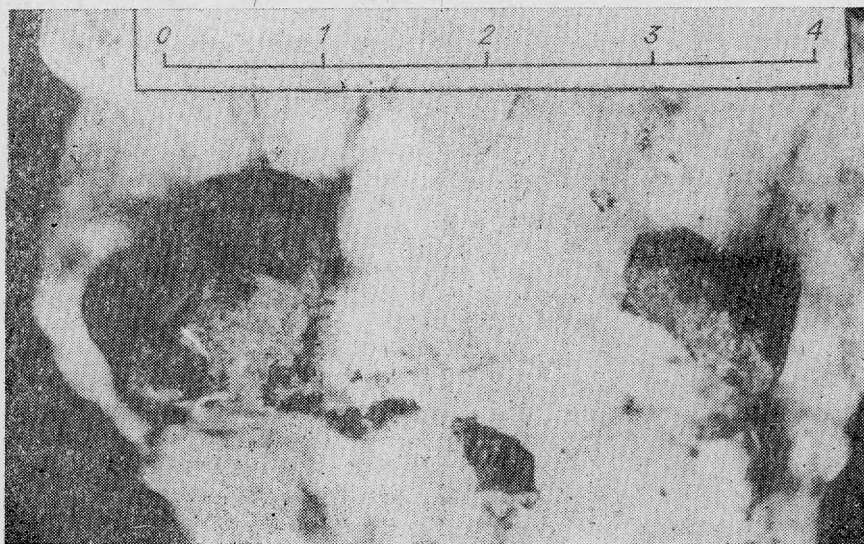


Рис. 57. Фото кристаллов редкоземельно-циркониевого минерала-2 (темное) в кварце (светлое).

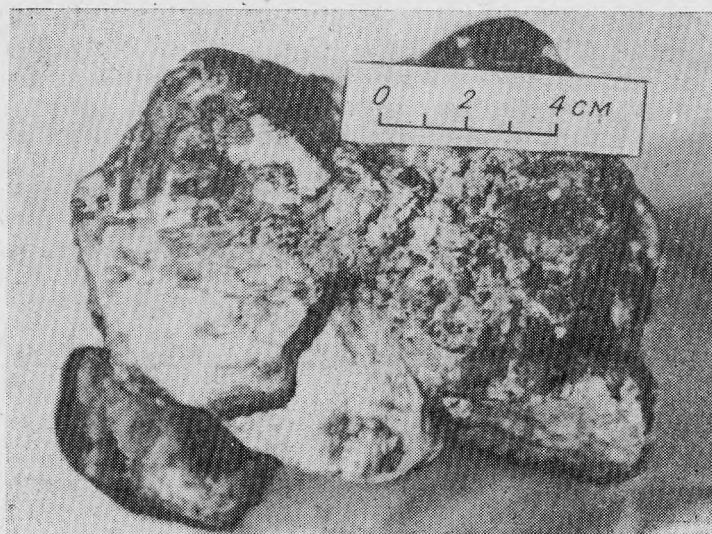


Рис. 58. Фото октаэдров редкоземельно-циркониевого минерала-3. На гранях октаэдра темная пленка окислов железа.

(см. рис. 55). По химическому составу можно выделить несколько разновидностей этих минералов (табл. 45).

Водный редкоземельно-циркониевый минерал-1. Обнаружен в ксенолитах пегматизированных эффузивов и в некоторых телах полосчатых экеритов Северного участка, где он образует мелкие октаэдры желтого цвета размером до 1—3 мм. Часто встречаются пойкилокристаллы и петьчатые выделения этого минерала. Он образуется в парагенезисе с кварцем, микроклином, альбитом, арфведсонитом, эгирином и желтым титаносиликатом кубического облика (см. рис. 65). В шлифе иногда встречаются нераспавшиеся прозрачные изотопные кристаллы, что подтверждает кубическую сингопию минерала. Химический состав минерала и его кристаллохимические формулы представлены в табл. 45, 46. В упрощенном виде вариант формулы можно представить так:



В минерале обнаружено 1360 г/т ниобия и 196 г/т тантала; Nb/Ta = 6,9; 24 г/т — свинца, 270 г/т — олова, 330 г/т — цинка и 4,68% суммы РЗЭ.

Водный редкоземельно-циркониевый минерал-2. Минерал обнаружен в кварц-полевошпат-арфведсонитовой зоне пегматита Дорожного участка и кварцевых ядрах эллипидитовых пегматитов Центрального участка. Минералы образуют октаэдрические кристаллы розового (см. табл. 45, 1792/2, 1741/61, 1793—4) и белого (см. табл. 45, 1756/120, 1808/12, 1793—4) цветов. В некоторых кристаллах наблюдается отдельность в одном направлении. Состоят они из плотного, очень мелкозернистого слабодвуупреломляющего агрегата. Иногда минерал раздроблен и сцементирован халцедоном. Химический состав и кристаллохимические формулы минералов приведены в табл. 45, 46. На кривой нагревания (рис. 59) наблюдаются два эндотермических эффекта при $T = 150^\circ C$ и $T = 400—500^\circ C$, которые отвечают выделению воды в минерале.

Водный редкоземельно-циркониевый минерал-3. Минерал обнаружен в кварцевых ядрах эллипидитовых пегматитов Центрального, Южного и

Химический состав аморфизированных редкоземельно-циркониевых силикатов (вес. %) из пегматитов Хан-Богдинского массива

N п/п	Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	ZrO ₂	TiO ₂	Nb ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	TR ₂ O ₃	ZnO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	F	Σ
1	856/51	37,03	5,89	17,80	0,75	0,20	9,73	0,30	1,19	1,82	5,70	0,04	0,64	0,46	17,45	0,23	100,56
2	1792/2	48,82	0,60	18,35	0,40	0,31	6,50	1,57	0,65	0,82	6,13	0,20	0,04	0,92	13,38	0,35	99,95
3	1741/61	38,86	3,87	21,20	0,37	0,32	7,93	0,79	0,33	1,50	9,40	He опр.	0,32	0,89	15,02	0,21	100,92
4	1793—4	59,91	1,68	14,90	0,53	0,25	3,18	0,10	0,21	1,32	7,30	0,11	0,03	0,15	10,36	He опр.	100,04
5	1793—4а	50,00	2,21	20,10	0,58	He опр.	1,13	0,06	0,10	1,50	10,80	He опр.	0,01	0,03	14,19	»	100,71
6	1808/12	58,91	0,85	18,30	0,75	0,22	1,54	0,51	0,10	1,59	6,60	»	0,01	0,12	11,24	»	100,74
7	1756/120	36,56	3,57	19,30	0,45	He опр.	8,59	0,24	0,52	1,04	12,20	»	1,30	0,37	15,99	0,45	100,39
8	1819/8	72,72	0,84	18,50	—	0,03	2,33	0,07	0,05	0,75	0,63	0,01	0,01	0,06	4,36	He опр.	100,36
9	1809/10	72,72	1,02	18,60	0,10	0,03	1,10	0,23	0,06	0,75	0,76	0,01	0,01	0,08	4,18	»	99,65
10	908/1	63,15	1,73	10,70	0,50	0,20	0,97	0,45	0,05	0,87	7,40	3,00	0,08	0,29	4,65	0,57	100,60
11	1806/7	68,35	0,68	12,60	0,32	0,31	2,46	0,31	0,05	1,13	5,40	0,01	0,01	0,06	8,25	He опр.	99,94
12	811/91	75,50	1,20	7,75	—	0,14	2,40	—	0,56	1,05	5,66	He опр.	0,11	—	5,98	»	100,35
13	911/92	69,76	1,07	7,60	0,37	0,14	1,62	0,05	0,09	0,78	5,30	0,06	0,21	1,04	10,69	0,23	99,87

Примечание. Минерал-1 — обр. 856/51, минерал-2 — обр. 1792/2, 1741/61, 1793—4, 1793—4а, 1808/12, 1756/120, минерал-3 — 1819/8, 1809/10, 908/1, 1806/7, минерал-4 — 811/91, 911/92. Сумма дана с вычетом пересчета на F, кроме того, обнаружено (вес.%): в №1—FeO 1,43; в №2—SnO 0,85; SrO 0,03; BaO 0,21; в №10—FeO 3,23; в №13—FeO 0,71.

Кристаллохимические формулы водных

№ п/п	Номер образца	TR	Ca	Na	K	Fe	Mn	Mg	Zn	Al	Ti
1	856/51	0,45	0,36	0,16	0,15	1,31	0,05	0,33	He	0,19	—
2	856/51	0,54	0,45	0,20	0,19	1,95	0,06	0,41	опр.	0,08	0,12
3	1792/2	0,59	0,21	0,40	0,01	1,09	0,26	0,21	»	0,14	0,06
4	1741/61	0,74	0,30	0,32	0,08	1,13	0,13	0,10	He	0,20	—
5	1793/4	0,42	0,18	0,04	—	0,30	0,01	0,04	опр.	0,01	—
6	1793—4а	0,63	0,21	0,01	—	0,11	0,01	0,02	»	—	0,01
7	1808/12	0,29	0,17	0,02	—	0,08	0,04	0,02	»	0,04	—
8	1756/120	1,00	0,22	0,14	0,32	1,17	0,04	0,15	—	—	—
9	1756/120	1,43	0,31	0,21	0,49	1,82	0,06	0,23	—	0,10	—
10	1819/8	0,07	0,12	0,03	—	0,39	0,01	0,01	—	0,22	—
11	1819/10а	0,09	0,18	0,04	—	0,18	0,04	0,02	—	0,26	—
12	908/1	0,53	0,16	0,10	0,02	0,61	0,07	0,01	0,39	0,11	—
13	1806/7	1,06	0,56	0,05	—	0,82	0,12	0,03	He	0,04	—
14	811/91	0,62	0,30	—	0,04	0,48	—	0,20	опр.	0,37	0,01
15	811/92	0,54	0,21	0,51	0,07	0,46	0,01	0,04	—	—	—

Примечание. Описание минералов дано в табл. 45. Для 1 и 8 приводятся два варианта рас

Армстронгитового участков. Образует кристаллы октаэдрического габитуса с гранями куба и ромбододекаэдра красно-коричневого (см. табл. 45, 1819/8, 1819/10а и 908/1) и желтовато-белого (1806/7) цветов. Химический состав и кристаллохимические формулы минералов приведены в табл. 46. Минералы часто замещаются агрегатом циркона и халцедона.

Водный редкоземельно-циркониевый минерал-4 (циркониевый опал). Минерал обнаружен в центральной части шпирового пегматита Лагерного участка. Образует плотные массы белого цвета с желтовато-зеленоватым оттенком. В шлифе наблюдаются мельчайшие структуры распада (или замещения) с халцедоном. Химический состав минерала и кристаллохимическая формула представлены в табл. 45, 46.

Описанные аморфизированные редкоземельно-циркониевые минералы — одни из главных минералов-

концентраторов и носителей РЗЭ в пегматитах Хан-Богдинского массива. Спектр РЗЭ в этих минералах имеет комплексный состав с преобладанием цериевой группы (табл. 47; см. рис. 56). По способности концентрировать ниобий и тантал эти минералы значительно превосходят эльзиты и армстронгиты (см. рис. 56). Отношение ниобия к танталу в них варьирует в пределах 3,5—15 (см. табл. 44).

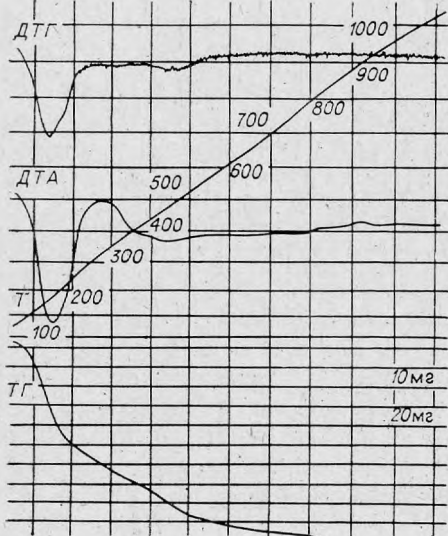


Рис. 59. Дериватограмма редкоземельно-циркониевого силиката-2 (№ 1792/2). Условия съемки: ДТА-1/5, ДТГ-1/5, ТГ-100.

редкоземельно-циркониевых минералов

Σx	Zr	Ti	Fe	Σy	Si	Al	Σz	0	OH	0	F	Σ	H ₂ O
3,0	1,62	0,11	0,27	2,0	6,90	1,10	8,0	22	1,78	0,05	0,17	2,0	10
4,0	1,99	0,01	—	2,0	8,49	1,51	10,0	26	3,02	0,81	0,17	4,0	12
3,0	1,99	0,01	—	2,0	10,87	0,13	11,0	30	—	—	—	—	10
3,0	1,95	0,05	—	2,0	7,34	0,66	8,0	22	2,84	—	0,16	3,0	8
1,0	0,94	0,05	0,01	1,0	7,76	0,24	8,0	18	1,56	0,44	He опр.	2,0	4
1,0	1,98	0,02	—	2,0	6,66	0,34	7,0	17	3,35	0,65	»	4,0	4,5
0,66	0,90	0,06	0,04	1,0	5,94	0,06	6,0	14	0,39	0,61	»	1,0	3,5
3,04	1,84	0,07	0,09	2,0	7,14	0,82	7,82	22	1,00	0,72	0,28	2,0	10
4,65	2,80	0,10	0,10	3,0	10,85	1,15	12,0	33	2,88	0,70	0,42	4,0	11
0,85	1,99	0,01	—	2,0	16,08	—	16,0	36	1,24	—	0,76	2,0	2,5
0,81	1,99	0,01	—	2,0	16,00	—	16,0	36	1,89	0,11	He опр.	2,0	2
2,0	0,93	0,07	—	1,0	11,75	0,25	12,0	27	0,28	0,40	0,32	2,0	2,5
2,68	2,85	0,11	0,04	3,0	31,67	0,33	32,0	72	1,14	0,86	He опр.	2,0	12
2,0	1,00	—	—	1,0	20,00	—	20,00	43	0,58	1,42	»	2,0	5
1,85	0,94	0,06	—	1,0	17,67	0,33	18,0	39	0,19	0,63	0,18	1,0	9

чета.

ЦИРКОНЫ

Циркон является широко распространенным «проходящим» аксессуарным минералом всех изученных гранитоидов. Наивысшее содержание его (см. табл. 7—9) отмечается в катофоритовых щелочных гранитах Даши-Балбарской группы и в гастингситовых граносиенитах кровли Хан-Богдинского массива. В порфириовидных гранитах стандартного геохимического типа концентрация циркона 250 г/т, что очень близко к средним содержаниям циркона для гранитов Забайкалья [Ляхович, 1968]. В более поздних гранитах этого типа содержание циркона падает до 220—100 г/т. В породах литий-фтористого типа содержание его понижается от ранних гранитов (215 г/т) к амазонитовым (110—70 г/т) и альбит-лепидолитовым (до 25 г/т). В онгонитах и топаз-лепидолит-альбитовых пегматитах они равны соответственно 100 и 150 г/т. В агпайтовых щелочных гранитоидах массива Хан-Богдо циркон как первичный минерал встречается только в ранних катофоритовых гранитах. В арфведсонитовых гранитах и пегматитах циркон, как правило, вторичен и развивается по ранним эльпидиту, армстронгиту и редкоземельно-циркониевым минералам. В морфологическом отношении кристаллы циркона в основном встречаются с формами призмы и дипирамиды с различными соотношениями длины и ширины кристаллов. В щелочных гранитах больше развиты грани дипирамиды и часто встречаются редкие для циркона морфологические образования — сферолиты. Цвет и формы огранки кристаллов циркона, вероятно, нельзя использовать как типоморфный признак, так как в одних и тех же породах могут встречаться совместно цирконы различного цвета и формы. По химическому составу в сферолитах циркона Хан-Богдинского массива по сравнению с ограненными разновидностями отмечаются повышенные содержания воды и алюминия. Типохимические признаки цирконов проявляются в вариациях содержания в них редких элементов. Рассмотрим некоторые из них.

Ниобий и тантал. В литий-фтористых гранитоидах (табл. 48) содержание ниобия в цирконах в 5 раз выше средних значений для цирконов

Содержание и спектр редкоземельных элементов в редкоземельно-цирконевых силикатах (г/т)

Номер образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	ΣTR	Y	$\Sigma TR + Y$
856/51	1 974	6 839	2295	6 105	2833	He опр.	3523	3617	1080	4847	855	3707	—	3,76	9180	4,68
1792/2	11 000	19 000	1700	11 000	2700	»	2300	2800	1100	4000	He	900	He опр.	5,25	14000	6,65
1741/61	18 000	34 000	3700	14 000	3700	130	3200	4100	800	2800	опр.	2000	60	8,67	15000	10,17
1793—4	14 000	37 000	3800	21 000	4300	180	5300	5400	820	2600	330	1600	50	9,64	18000	11,44
1793—4a	12 000	36 000	4000	19 000	5000	180	5000	8000	1300	5600	850	4000	87	10,10	25000	12,60
1808/12	10 000	23 000	2000	20 000	3800	130	4200	5700	940	4000	400	2300	63	7,76	14000	9,16
1819/8	260	440	30	400	110	12	280	650	120	820	140	340	21	0,36	3300	0,69
1819/10a	210	220	40	340	95	9	260	550	120	700	120	580	18	0,33	3000	0,63
908/1	12 000	18 000	1500	23 000	4000	130	4400	4300	He опр.	2600	200	3700	42	7,39	10000	8,39
1806/7	10 000	26 000	3400	18 000	3800	140	4000	4700	»	2900	300	2200	50	7,55	14000	8,95
1251/6	1 800	2 000	100	2 700	450	50	300	850	»	He опр.	80	700	28	0,91	2800	1,19

Примечание. Описание образцов см. в табл. 45. Сумма дана в вес. %.

гранитов [Ляхович, 1973]. От ранних фаз к поздним в цирконах происходит накопление ниобия. Дисперсия содержания ниобия в цирконах довольно значительна (26—2500 г/т). В цирконах стандартных гранитов концентрация ниобия при переходе от гранитов к пегматитам возрастает в 25 раз. В катофоритовых щелочных гранитах среднее содержание ниобия в цирконах близко к среднему, по В. В. Ляховичу, а в пегматитах оно возрастает в 1,2 раза. Наивысшие концентрации тантала в цирконах отмечены в литий-фтористых гранитах — до 925 г/т. Средние содержания тантала в цирконах литий-фтористых гранитов выше средних для цирконов гранитов в 7 раз [Ляхович, 1973]. От ранних фаз к более поздним происходит накопление тантала в цирконах, причем прирост тантала идет интенсивнее, чем ниобия, поэтому отношение ниобия к танталу уменьшается от 6,4 до 3,3. В стандартных гранитах концентрация тантала в цирконах при переходе от гранитов к пегматитам возрастает в 5 раз, а отношение ниобия к танталу увеличивается в 7 раз. В этом типе гранитоидов отмечается обратная картина с накоплением ниобия по отношению к танталу. В катофоритовых гранитах концентрации тантала варьируют от 10 до 226 г/т при среднем содержании 91 г/т и отношении ниобия к танталу 2,9. Содержание тантала во вторичных цирконах пегматитов Хан-Богдо — 50 г/т при отношении ниобия к танталу 5,9. Средние коэффициенты распределения ниобия и тантала между сосуществующими цирконами и сфенами соответственно равны: для стандартных гранитов 0,03 и 0,10, для щелочных гранитов 0,02 и 0,15, для их пегматитов 0,04 и 0,08. Коэффициенты распределения ниобия и тантала между цирконом

Содержание ниобия и тантала в цирконах (г/т)

Номер образца	Nb	Ta	Nb/Ta	Номер образца	Nb	Ta	Nb/Ta
ОС-981	160	6	27	СПБ-1360	46	10	4,6
ОС-1210	30	8	3,7	СПЭ-1355	40	16	8,7
М-702	120	16	7,5	СПЭ-1357	90	10	9,0
М-704	210	66	4,7	Хар-963	30	160	0,2
Ия-761	50	20	2,5	Хар-963а	500	150	3,3
Ихэ-835	1440	190	7,6	Хар-1232	440	226	1,9
Ох-862	30	80	0,4	Хар-1234	140	34	4,1
Ох-866	860	50	17	Хар-1234а	560	210	2,7
Ох-864	4000	270	14,8	ХБ-1055	8	50	0,2
Ихэ-833	255	150	1,5	ХБ-1049	50	50	1,0
МЖ-506	260	100	2,6	ХБ-1056	180	70	2,5
Аб-1095	1100	200	5,5	ХБ-1110а	300	84	3,6
Абд-1096	800	350	2,3	ХБ-1110б	80	32	2,5
Абд-1096	2500	925	2,6	ХБ-1046б	600	50	12
Ю-1088	1500	400	3,7	ХБ-1046/5	340	50	6,8
Абд-440	1400	200	7,0	ХБ-1251а	400	56	7,1
МБ-584	1670	130	13	ХБ-1251б	190	34	5,1
МБ-579	2000	155	13	ХБ-1251в	150	42	3,6
МБ-581	321	90	3,6	Л-1364	8	20	0,4
МБ-567а	1070	220	4,9	Л-1256	100	40	2,5
ДБ-701	550	110	5,0	Л-1363	170	40	4,2
ДБ-699	195	133	1,5	Л-1257	130	60	2,1
ДБ-688	2050	135	15,2	Л-1371	110	70	1,5
ДБ-698	1281	135	9,2	Л-1372	20	40	0,5
Бу-890	2280	210	10,9	Л-1375	400	11	35
Бу-882	80	52	1,5	Л-1370	90	32	2,7
Бу-883	65	67	1,0	Л-1373	400	40	10
Бу-871	510	127	4,0	Л-1259	90	32	2,7
Бу-884	25	29	0,9	Л-1258	720	100	7,2
Бу-549	105	208	0,5	Л-1367	110	60	1,8
СПД-1266	400	77	5,2	Л-1369	90	60	1,5

Примечание. Описание образцов дано в табл. 49.

и ильменитом соответственно равны: для стандартных гранитов 0,012 и 0,03, их пегматитов 0,23 и 0,33, для литий-фтористых гранитов 0,08 и 0,17, для щелочных гранитов Даши-Балбара 0,15 и 0,25, для щелочных гранитов Баян-Улана 0,08 и 0,16. Средние коэффициенты концентрации ниобия и тантала в цирконах соответственно равны (в скобках количество проб): для литий-фтористых гранитов (8) — 29 и 27, для

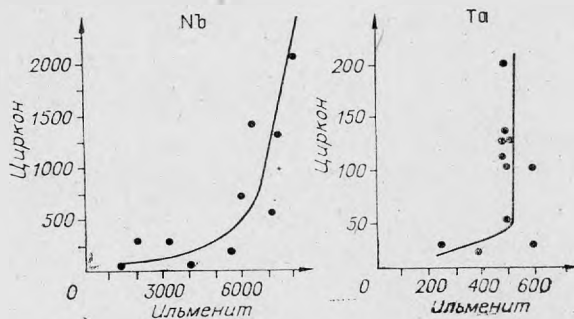
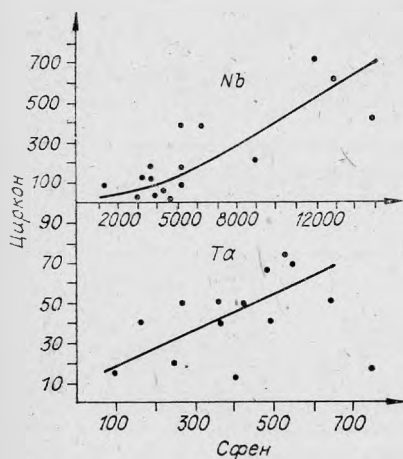


Рис. 61. Распределение ниобия и тантала (г/т) между сосуществующими цирконом и ильменитом.

Рис. 60. Распределение ниобия и тантала (г/т) между сосуществующими цирконом и сфеном.

Спектры редкоземельных элементов и иттрия в цирконах (г/т)

№ п/п	Номер образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Sd	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Zu	ΣTR	Y	ΣTR+Y
Габбро-диоритовый геохимический тип																	
1	OC-981	17	60	—	30	35	—	20	28	—	85	27	300	3	605	540	1 145
2	OC-1210	32	90	—	60	45	10	58	150	—	300	53	700	10	1 508	4 100	2 608
Геохимический тип стандартных гранитов																	
3	M-702	85	170	—	190	140	20	140	360	120	590	100	1100	19	3 034	2 000	5 034
4	ИН-761	250	1 000	80	470	400	50	460	1200	270	1200	190	650	34	6 254	3 200	9 454
5	OX-862	160	500	90	450	190	He опр.	130	120	—	220	48	500	10	5 048	1 100	6 148
6	OX-866	170	370	—	370	230	30	200	450	150	590	130	500	30	3 220	2 100	5 320
7	OX-865 *	408	624	86	592	357	He опр.	433	648	50	1427	39	1428	68	6 160	3 485	9 645
Геохимический тип литий-фтористых гранитов																	
8	Мж-496	1 000	1400	200	1100	320	40	400	1200	280	1100	200	2000	31	9 271	4 000	13 271
9	Мж-506	860	1000	180	710	400	40	570	1800	390	1900	300	2000	49	10 099	5 300	15 399
10	Абд-440	530	1100	230	800	700	40	1200	4300	900	4900	710	2700	130	18 240	10 000	28 240
11	Абд-1097	610	700	170	680	520	40	850	4700	1000	4500	800	5000	140	19 710	14 000	33 710
12	Абд-456	600	1100	200	820	460	50	900	4000	750	3600	750	5000	120	18 350	12 000	30 350
13	АБД-1095	300	800	110	400	270	50	540	3200	680	3500	980	4800	160	15 790	6 800	22 590
14	Абд-1096	430	930	100	470	340	—	430	3200	990	6000	1200	6500	280	20 870	100 00	30 870
15	Абд-443 *	237	957	291	582	422	He опр.	615	He опр.	360	2996	578	4601	670	12 309	8 878	21 187
16	Ю-722	360	570	160	470	260	50	280	1100	250	950	160	900	37	5 547	2 500	8 047
17	Ю-730	230	390	75	300	220	20	360	1300	280	1200	230	2000	40	6 645	3 100	9 745
18	Ю-1088	400	540	85	540	300	20	320	2200	540	2000	590	6000	120	13 655	4 800	18 455
19	МБ-1032	430	750	150	650	380	—	470	2000	450	1400	250	2000	50	8 980	3 500	12 480
20	МБ-584	310	600	90	570	500	20	710	3000	680	1700	330	2000	57	10 567	5 200	15 767
21	МБ-571	950	1600	400	1500	900	40	1100	3200	520	2000	340	3000	88	15 638	6 200	21 838
22	МБ-579	400	550	130	980	720	30	680	2400	430	1300	240	900	43	8 803	3 400	12 203
23	МБ-581 *	295	2691	322	2326	3206	He опр.	3025	2616	1264	3872	649	5978	677	26 921	28 982	55 903
24	МБ-569	1 000	1 600	430	2400	1200	70	900	2500	430	1600	280	3000	63	15 473	4 500	19 973
Геохимический тип щелочных пород																	
25	ДБ-701 *	402	1 166	201	1568	931	He опр.	1718	He опр.	777	3172	1030	3008	832	14 805	26 540	41 345

26	ДБ-688 *	331	883	110	810	777	»	1384	»	1646	3808	867	4147	1292	16 055	21 736	37 791
27	ДБ-698 *	620	987	282	761	767	»	1148	»	832	2813	696	2813	555	12 274	16 732	29 006
28	Бу-552 *	1 200	2 830	500	2000	773	»	1288	»	780	2700	650	2736	517	15 974	18 181	34 155
29	Бу-871 *	677	1 823	417	1667	947	»	2014	»	1325	4066	1338	3959	1404	19 637	34 020	53 657
30	Бу-871	1 000	1 600	140	1300	600	10	940	3400	1000	3600	300	2600	31	16 521	40 000	26 521
31	Бу-884	260	470	90	320	180	10	300	940	370	1200	240	1100	18	5 498	3 800	9 298
32	Бу-884 *	336	733	168	1677	1182	Не опр.	2750	Не опр.	2578	5423	888	6034	871	22 640	39 267	61 907
33	СПД-1268 *	165	496	72	437	260	»	355	529	186	1508	24	1807	52	5 891	8 903	14 794
34	СПД-1266	600	940	200	1700	950	50	850	3200	740	3600	410	2300	34	15 574	8 100	23 674
35	СПБ-1360	470	900	80	540	300	30	280	1000	300	1100	180	1400	17	6 597	3 300	9 897
36	СПЭ-1355	71	90	—	100	68	—	63	210	—	330	70	1000	13	2 115	1 000	3 115
37	СПЭ-1357	110	250	—	200	94	10	130	600	240	750	110	1300	15	3 809	1 600	5 409
38	Хар-963	150	320	60	240	140	—	140	590	270	1000	120	1400	21	4 451	2 300	6 751
39	Хар-963а	1 000	1 400	150	1300	360	20	380	1700	470	1800	340	2100	31	11 051	5 400	16 451
40	Хар-1232	200	490	70	390	350	40	500	2200	820	3600	370	3700	36	12 766	8 000	20 766
41	Хар-1234а	1 100	5 500	300	1400	800	30	650	2100	650	3100	310	2500	59	18 499	6 000	24 499
42	ХБ-1055	140	300	—	240	110	—	150	730	200	610	130	1300	20	3 930	1 900	5 830
43	ХБ-1808	120	320	—	260	190	20	540	2700	1000	2500	300	4000	42	11 992	10 000	21 992
44	ХБ-1056 *	502	1 923	166	1137	191	Не опр.	269	853	130	3102	—	4113	—	12 386	14 036	26 422
45	ХБ-1755	12 000	29 000	3000	2000	7000	300	2300	4300	800	2300	340	1200	11	64 551	8 000	72 551
46	ХБ-1745	1 300	1000	120	500	150	—	230	1100	370	1100	210	2000	41	8 120	4 300	12 420
47	ХБ-1110а	180	640	150	800	350	20	620	1700	700	2500	270	2200	48	10 178	9 000	19 178
48	ХБ-1110б	70	110	—	120	190	—	150	320	170	320	110	300	12	1 872	1 500	3 372
49	ХБ-1251*	1 109	4 790	352	2604	1256	Не опр.	2716	4377	480	4215	—	4554	—	26 453	23 888	50 341
50	ХБ-1251	240	900	140	630	300	20	360	1000	250	740	100	800	10	5 490	2 200	7 690
51	ХБ-1251а	240	980	110	680	480	20	550	1500	410	1100	150	1000	15	7 235	3 300	10 535
52	ХБ-1251б	120	590	—	800	510	10	470	1000	250	470	85	800	12	5 117	2 100	7 217
53	ХБ-1251в	90	400	—	680	600	50	430	850	220	370	80	400	12	4 146	2 200	6 346
54	ХБ-1046/5	370	1 300	160	1600	680	100	520	1500	300	1100	170	800	25	8 625	5 200	13 825
55	ХБ-1046б	1 100	3 800	540	4300	1600	100	1100	2500	710	1700	320	2500	30	20 300	8 300	28 600

Примечание. 1 и 2 — диориты, р-п Орхон — Селенга; 3 — биотитовый гранит Модотинского массива; 4 — биотитовый гранит Ихэ-Наротин-Хидского массива. Онгон-Хайрханский массив: 5 — биотитовый гранит главной фазы, 6 — жильный гранит, 7 — пегматит; 8 и 9 — биотитовые аляскиты Жанчивланского массива; Абдарский массив: 10 — биотитовый аляскит, 11 и 12 — микроклин-альбитовые аляскиты; 13—15 — амазонитовые аляскиты; Юдугунский массив: 16, 17 — гранит-порфиры, 18 — жильный амазонитовый гранит; Борун-Цогтинский массив: Западный — 19 — биотитовый гранит, Восточный — 20 — биотитовый гранит, 21, 22 — микроклин-альбитовый аляскит, 23 — амазонитовый гранит, 24 — амазонитовый пегматоид; Дани-Балбарский массив: 25 — амфиболовый гранит, 26, 27 — пегматиты; Баян-Уланский массив: 28 — амфиболовый граносиенит, 29—32 — щелочной амфиболовый гранофир. Кальциево-катофоритовые граниты: 33, 34 — Дзамын-Удский массив; 35 — Борун-Богдинский массив; 36, 37 — Элистуинский массив; 38—41 — Хар-Хадский массив, 42 — вмещающие граносиениты; 43, 44 — Са-катофоритовые граниты; 45 — пегматит (циркон по титановому минералу); 46 — пегматит; 47, 48 — пегматит (а — циртолит, б — светлый циркон); 49—53 — породы полосчатого дифференцированного комплекса (49—51 — кристаллы циркона, 52 — голубые сферолиты, 53 — белые сферолиты); 54, 55 — пегматит (54 — голубой циркон, 55 — сферолиты циркона).

Звездочкой отмечены образцы, анализированные методом хроматографии на бумаге (аналитик С. Р. Абрамова, 1971 г.), остальные анализировались количественным спектральным методом (аналитик Е. В. Смирнова, 1975—1977 гг.).

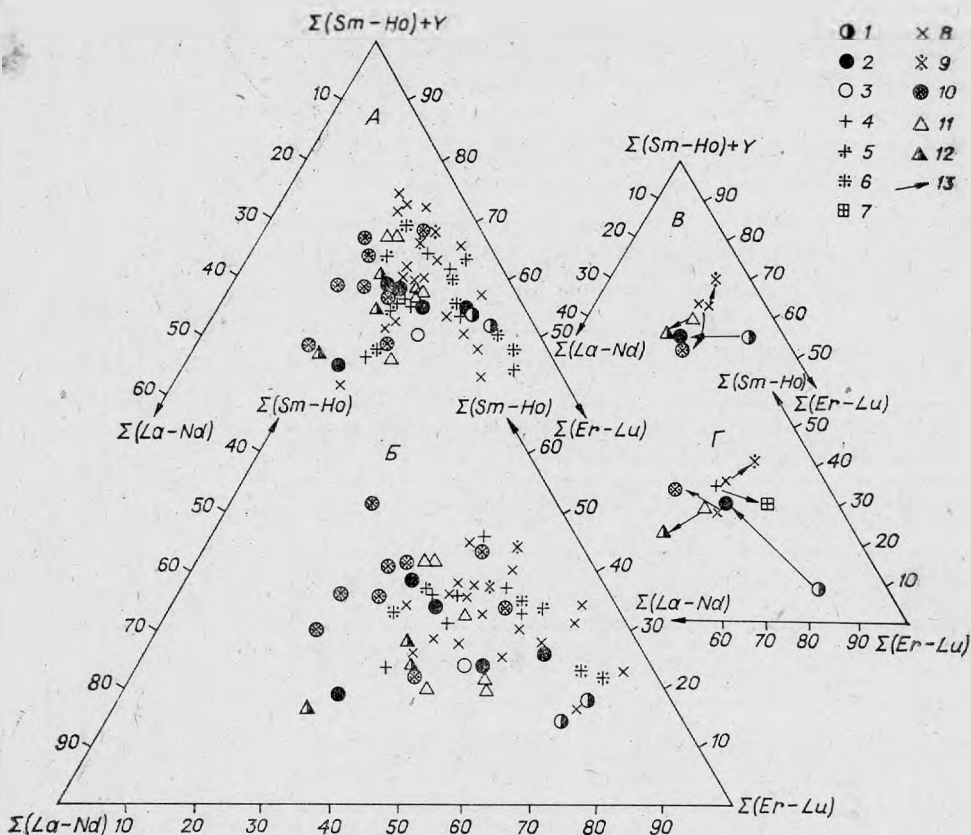


Рис. 62. Диаграмма составов РЗЭ в цирконах.

а, в — с иттрием, б, г — без иттрия. 1 — габбро-диоритовый тип, диориты; 2, 3 — стандартный тип: 2 — граниты, 3 — пегматиты; 4—7 — литий-фтористый тип: 4 — биотитовые граниты, 5 — микроклин-альбитовые граниты, 6 — амазонитовые граниты, 7 — микроклин-альбитовые и амазонитовые граниты (среднее); 8—12 — щелочной тип: 8 — катофоритовые граниты, 9 — риббитовые пегматиты, 10 — арфведсонитовые пегматиты, 11 — нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, 12 — нефелиновые сиениты (жильные); 13 — направление эволюции составов.

стандартных гранитов (6) — 10 и 36, для щелочных гранитов Баян-Улана (4) — 11 и 9, для щелочных гранитов Даши-Балбара (5) — 15 и 31, для пегматитов Хан-Богдо (6) — 3,5 и 44. Для изученных пород ниобий больше всего концентрируется в цирконах литий-фтористых гранитов, а тантал — в цирконах пегматитов Хан-Богдо. Кривые распределения ниобия и тантала между цирконами и сосуществующими сфенами и ильменитами приведены на рис. 60, 61.

Спектры РЗЭ в цирконах представлены в табл. 49 и на рис. 62. В цирконах ранних гранитов литий-фтористого типа наблюдается относительное уменьшение цериевой группы РЗЭ от гранитов Жанчивланского и Юдугуйинского к гранитам Абдарского и Борун-Цогтинского массивов. В поздних фациях литий-фтористых гранитов относительное содержание цериевой группы РЗЭ не превышает 10—20% (см. рис. 62). В цирконах стандартных гранитов относительные концентрации цериевой группы РЗЭ выше, чем в цирконах литий-фтористых гранитов. В спектре цирконов катофоритовых гранитов преобладают иттриевые РЗЭ и тяжелые лантаноиды, а в более поздних арфведсонитовых пегматитах возрастают по отношению к цирконам гранитов концентрации цериевых РЗЭ. Таким образом, в редкометалльных гранитоидах при переходе от ранних к более поздним образованиям наблюдаются две проти-

воположные тенденции в изменении спектра РЗЭ: в цирконах литий-фтористых гранитов доля цериевой группы РЗЭ уменьшается, а в цирконах щелочных гранитоидов увеличивается.

МИНЕРАЛЫ ТИТАНА

В редкометалльных гранитоидах Монголии встречены следующие собственные минералы титана: сфен, ильменит, рутил, брукит, анатаз, астрофиллит, нефунит, титанат цинка и марганца и целый ряд водных аморфизованных титаносиликатов с распавшимися структурами. Все перечисленные минералы встречаются в щелочных гранитоидах. В гранитах стандартного геохимического типа кристаллизуются только сфен, ильменит, реже рутил. Большая часть титана в этих породах рассеивается в слюдах и магнетитах [Знаменский, Пополитов, 1964]. Для литий-фтористых гранитов титановая минерализация не характерна. В ранних аляскитах этих гранитоидов иногда встречается ильменит, а в поздних метасоматических микроклинитах распространен рутил. Титан в литий-фтористых гранитоидах концентрируется в слюдах и колумбитах.

Сфены являются распространенными акцессорными минералами всех геохимических типов гранитоидов Монголии, кроме литий-фтористого. Количественные соотношения сфенов в геохимических типах гранитоидов приведены нами ранее (см. табл. 8, 9). В геохимическом типе щелочных пород сфены встречаются в гранитах Хан-Богдинского и Дзамын-Удского и других массивов. В Хан-Богдинском массиве обнаружен сфен двух генераций. Сфен первой генерации встречается в гранитах главной фазы и пегматитах в парагенезисе с акцессорными монацитом, синхизитом, эльнидитом и другими минералами. Он образует выделения светло-желтого цвета с жирным блеском. Сфен второй генерации обнаружен в пустотах армстронгитового пегматита в парагенезисе с армстронгитом-2 и черным титанатом. Он образует сноповидные агрегаты или солнцевидные скопления кристаллов белого цвета, прозрачных, со слюдоподобной отдельностью и алмазным блеском.

Для гранитов стандартного геохимического типа сфен — типоморфный и широко распространенный минерал. Он образуется в парагенезисе с акцессорным магнетитом, апатитом, флюоритом, реже ортитом.

Химический состав сфенов представлен в табл. 50. Как отмечено ранее [Ляхович, 1973; Львов, Петрова, 1975], для сфенов из гранитов характерны повышенные содержания алюминия и железа. В сфенах из

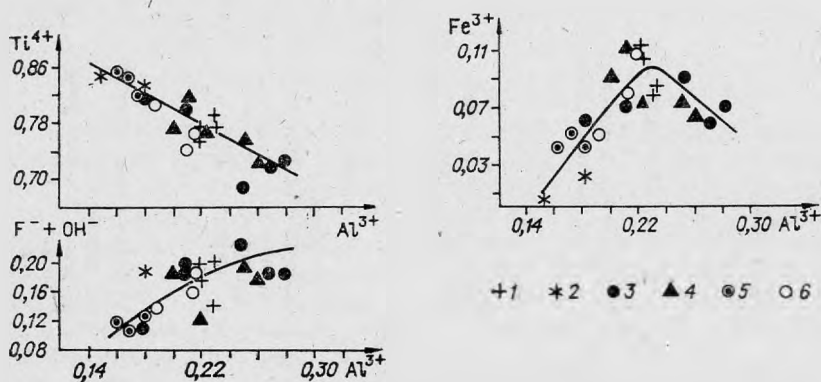


Рис. 63. Корреляция атомов алюминия в сфенах с атомами титана, железа, фтора и воды.

1—3 — щелочной тип: 1 — щелочные граниты, 2 — щелочные пегматиты, 3 — сиениты, 4—6 — стандартный тип: 4 — граниты, 5 — диориты, 6 — гранодиориты.

Химический состав сфенов из гранитоидов Монголии (вес. %)

Таблица 50

Номер образца	Порода	Массив, район	SiO ₂	TiO ₂	Nb ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	TR ₂ O ₃	F	Сумма за вычетом F~O
Геохимический тип щелочных пород													
ХБ-1049	Вмещающий граносиенит	Хан-Богдипский	29,34	31,25	0,62	5,76	4,52	0,19	0,17	25,77	1,38	1,10	99,64
ХБ-1055	»	»	29,21	31,25	0,47	5,81	4,44	0,21	0,39	25,88	1,42	1,17	99,76
ХБ-1046/3	Эллипидитовый пегматит	»	31,27	35,47	1,94	4,84	0,65	0,16	0,16	17,43	8,40	0,42	100,56
ХБ-608/19	Армстронгитовый пегматит	»	30,48	34,91	—	4,16	1,20	0,03	—	23,09	1,90	0,30	—
СПЭ-1355	Щелочной гранит	Элисеэтуинский	29,63	32,51	0,47	6,05	3,83	0,20	0,19	25,80	0,62	0,85	99,79
Л-1364	Нефелиновое габбро	Лугингольский	30,09	32,72	0,72	5,55	2,84	0,03	0,19	27,04	0,72	0,93	100,44
Л-1356	Нефелиновый сиенит	»	31,10	30,10	0,90	7,25	2,35	0,05	0,16	26,77	0,42	1,40	99,91
Л-1259	Пегматитовый сиенит	»	30,60	33,77	0,35	4,68	2,56	0,30	0,07	26,27	0,70	0,35	99,50
Л-1373	Жильный сиенит	»	30,18	30,81	0,98	7,17	2,65	0,06	0,07	26,30	0,50	1,65	99,68
Л-1258	»	»	29,48	27,46	1,77	6,45	3,61	0,20	0,06	25,95	3,00	2,20	99,25
Бу-1132	Граносиенит	Борун-Цогто	30,92	32,01	0,49	6,17	3,25	0,33	0,14	26,20	0,24	0,80	100,21
Гранодиорит-гранитный геохимический тип													
Бх-400	Гранодиорит	Бага-Хэнтэйский	31,19	33,78	Не опр.	5,35	1,88	0,12	0,10	27,20	0,30	0,40	100,15
Бх-392	Биотитовый гранит	»	30,35	35,22	»	4,33	2,09	0,15	0,06	27,34	0,30	0,37	100,05
ОС-981	Диорит	Орхон — Селенга	31,13	34,08	0,13	4,68	1,91	0,07	0,13	27,58	0,30	0,32	100,20
ОС-983	Аляскит	»	29,17	31,25	0,63	5,64	4,23	0,47	0,26	26,13	0,85	0,93	99,17
ПВ-972	Диорит	Северо-Восток МНР	30,82	34,62	0,17	4,54	2,25	0,08	0,10	27,40	0,57	0,37	100,76
Геохимический тип стандартных гранитов													
ОХ-862	Гранит главной фазы	Онгон-Хайрханский	30,68	31,17	0,63	6,45	2,96	0,44	0,13	26,93	0,80	1,05	100,80
ОХ-866	Жильный гранит	»	31,39	31,96	0,48	5,93	2,82	0,28	0,07	26,59	0,41	1,05	100,54
ИХэ-824	Гранит главной фазы	Ихэ-Хайрханский	30,27	31,37	1,23	5,25	3,58	0,36	0,17	26,42	1,37	0,93	100,56
М-704	То же	Модотянский	31,22	30,23	0,56	6,98	2,43	0,12	0,16	26,84	0,62	1,25	99,88
ДХ-1728	»	Дзэнхарайнгольский	31,43	30,94	Не опр.	6,25	3,32	0,19	0,53	27,03	0,17	1,00	100,44
МГ-1229	»	Магдах-Гоби	30,46	33,42	0,92	5,37	4,40	0,31	0,21	23,25	0,52	0,67	99,25

Содержание ниобия, тантала, бериллия (г/т) и фтора (вес. %) в сфенах

№ п/п	Номер образца	F	Ве	Nb	Ta	Nb/Ta	№ п/п	Номер образца	F	Ве	Nb	Ta	Nb/Ta
1	ХБ-1055	1,3	0,8	3 010	353	9	16	ИХЭ-824	1,4	0,4	8190	459	18
2	ХБ-1049	1,5	1,0	4 130	262	16	17	М-704	2,0	0,5	3570	476	7
3	ХБ-1056	0,7	4,4	9 030	533	17	18	М-702	1,8	0,5	3570	738	5
4	ХБ-1046/3	0,5	2,2	13 020	640	20	19	Бу-743	0,9	0,5	9240	2378	4
5	СПД-1266	0,5	4,7	15 050	1640	9	20	Юг-943	0,5	2,0	3220	361	9
6	СПЭ-1355	2,2	0,8	3 220	98	33	21	МГ-1229	1,1	1,9	6020	500	12
7	Бу-883	0,6	1,6	6 020	320	19	22	Гр-1126	2,7	0,8	3220	738	4
8	БЦ-1132	1,1	0,5	3 220	238	13	23	ХО-1113	1,9	0,6	3500	861	4
	Среднее	1,1	2,0	6 240	492	13	24	Е-1204	1,4	1,2	3430	254	13
	Среднее	1,4	0,9	4633	700	7							
9	Л-1364	1,2	0,5	4 830	238	20	25	ПБ-978	0,2	0,3	4200	180	23
10	Л-1256	2,1	1,1	5 320	361	15	26	ПБ-972	0,6	0,3	1120	90	12
11	Л-1373	2,4	0,8	6 440	476	14	27	ОС-981	0,3	0,3	770	172	5
12	Л-1375	2,0	0,4	5 320	402	13		Среднее	0,4	0,3	2030	147	14
13	Л-1258	2,2	3,9	12 040	361	33							
	Среднее	2,0	1,3	6 790	368	18	28	ПБ-970	0,4	0,3	1610	221	7
14	ОХ-862	1,0	0,4	3 990	517	8	29	ОС-983	1,2	0,6	3990	516	8
15	ОХ-866	1,0	0,5	3 010	418	7		Среднее	0,8	0,5	2800	368	8

Примечание. Описание образцов см. в табл. 50. Остальные: 3 — Са-катофоритовый гранит Хан-Богдо, 6 — щелочный гранит Элисутина, 7 — граносиенит Байн-Улана, 12 — псевдолейцитин Лугин-Гола, 20 — стандартный гранит Югодзыря, 22 — амфибол-биотитовый гранит Горихо, 23 — биотитовый гранит Хоштуулы, 24 — биотитовый гранит Ерогол, 26 — диорит Северо-Востока МНР, 27 — гранит Северо-Востока МНР.

пегматитов содержание этих элементов уменьшается. Наблюдается обратная корреляция содержаний алюминия и титана (рис. 63) в сфенах. Более сложная картина корреляции алюминия с другими элементами: при увеличении содержания алюминия (более 0,22 атомов) содержание железа падает, а концентрации фтора и воды остаются постоянными. Изоморфизм этих элементов в сфенах осуществляется по схемам:



Сфен из эльнидитовых пегматитов по содержанию РЗЭ приближается к кейльгауиту. В нем отмечается недостаток катионов группы а. Возможно, что здесь изоморфизм идет по схемам:



Содержание редких элементов в сфенах представлены в табл. 51, 52. Наивысшее содержание бериллия отмечено в сфене из щелочных гранитов (4,7 г/т). При переходе от гранитов к пегматитам содержание бериллия в сфенах понижается. Среднее содержание Ве в сфенах щелочных гранитов в 2 раза выше его содержания в сфенах гранитов стандартного типа. Наивысшее среднее содержание фтора отмечается в сфенах стандартных гранитов. При переходе от щелочных гранитов к пегматитам концентрация фтора в сфенах понижается. Коэффициент концентрации фтора в сфенах щелочных гранитов 8—16. Сфены являются одними из концентраторов ниобия. Наивысшее его содержание отмечается в сфенах щелочных гранитов Дзамын-Уда и пегматитов Хан-Богдо. Содержание ниобия в сфенах гранитоидов Монголии в 1,5—3 раза превышает его среднее содержание в сфенах из гранитов, по В. В. Ляхови-

Спектры редкоземельных элементов

Номер образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
ХБ-1055	1600	5 200	310	3500	960	90	1500	300
ХБ-1049	1600	5 800	290	3400	900	85	1300	200
ХБ-1046/3	900	4 300	800	6000	3800	350	6000	300
ХБ-608/19	350	900	110	1400	1900	110	2800	—
СПЭ-1355	2300	7 500	400	5000	1100	85	1500	200
БЦ-1132	2500	8 000	400	3400	660	—	550	—
ОХ-862	950	3 600	230	2500	750	120	1000	—
ОХ-866	650	2 600	200	2400	900	100	1100	—
М-704	240	950	93	1200	700	30	950	100
МГ-1229	3500	11 000	470	4300	750	68	650	—
ДХ-1728	870	4 200	300	3900	1200	50	1500	200
БХ-400	1900	4 600	240	2100	480	100	600	—
БХ-392	1700	5 500	270	2400	500	100	650	—
ПВ-972	2900	7 500	350	2900	500	78	400	—
ОС-981	980	2 300	130	1200	280	30	210	—
ОС-983	2800	9 500	450	3900	750	—	800	—

Примечание. Описание образцов см. в табл. 50.

Т а б л и ц а 52

и иттрия в сфенах (г/т)

Dy	Ho	Er	Yb	Lu	ΣTR	Y	ΣTR+Y
1 500	470	1500	1300	180	18 410	14 000	32 410
1 400	360	1300	950	140	17 725	9 600	27 325
10 000	1800	3200	2500	300	40 250	30 000	70 250
—	—	800	400	100	8 780	7 000	15 780
1 500	290	1000	720	95	21 690	8 000	29 690
400	70	500	320	50	16 850	2 300	19 150
900	190	750	550	80	11 620	7 500	19 120
1 000	160	580	350	40	10 080	5 600	15 680
1 400	350	1200	2000	290	9 503	9 500	19 003
750	170	730	650	80	23 068	5 000	28 068
1 300	270	1200	1100	170	16 260	10 000	26 260
470	78	450	270	20	10 808	2 900	13 708
400	64	380	250	30	12 244	2 500	14 744
230	30	150	100	10	15 148	1 200	16 348
200	20	140	90	10	5 690	800	6 490
900	220	900	770	100	21 090	6 800	27 890

чу (1973). В щелочных гранитах содержание ниобия в сфенах в 1,5 раза превышает это содержание в сфенах стандартного типа. От щелочных гранитов к пегматитам содержание ниобия в сфенах возрастает. Подобная же тенденция отмечается при переходе от ранних диоритов к более поздним гранитам стандартного геохимического типа. КК ниобия для сфенов из щелочных гранитов варьирует от 50 до 500, сфенов из стандартных гранитов от 170 до 320. При переходе от гранитов к пегматитам КК ниобия уменьшается, что можно связать с появлением собственных фаз минералов. Коэффициент распределения (КР) ниобия между сфенами и сосуществующими минералами значительно превышает единицу и варьирует в щелочных породах для сфена с цирконом — 13—53, сфена с амфиболом и биотитом — 27—164, для сфена с эгирином — 390. В стандартных гранитах КР равен для сфена с цирконом 4—133, для сфена с биотитом 50—60. Наблюдается закономерное распределение ниобия между сфенами и цирконами (см. рис. 60). Тантал также концентрируется в сфенах. Наивысшее его содержание выявлено в сфене стандартных гранитов правобережья Керулена (2378 г/т) и сфене щелочного гранита Дзамынуда (1640 г/т), что в 8—10 раз выше, чем среднее содержание тантала в сфенах гранитов [Ляхович, 1973]. Среднее содержание тантала в сфенах стандартных гранитов в 1,4 раза выше, чем в сфенах щелочных гранитов и в 3 раза выше средних содержаний тантала в сфенах, по В. В. Ляховичу. КК тантала в сфенах щелочных гранитов 201—2733, стандартных гранитов 129—476. КР тантала для сфенов с цирконом: щелочные граниты 5—21, стандартные граниты 6—46. КР для сфенов с биотитом — 90—340, сфенов с амфиболом 52—410 и эгиринами 120 в пользу сфенов. Отношение ниобия к танталу в сфене возрастает при переходе от стандартных гранитов к щелочным гранитам.

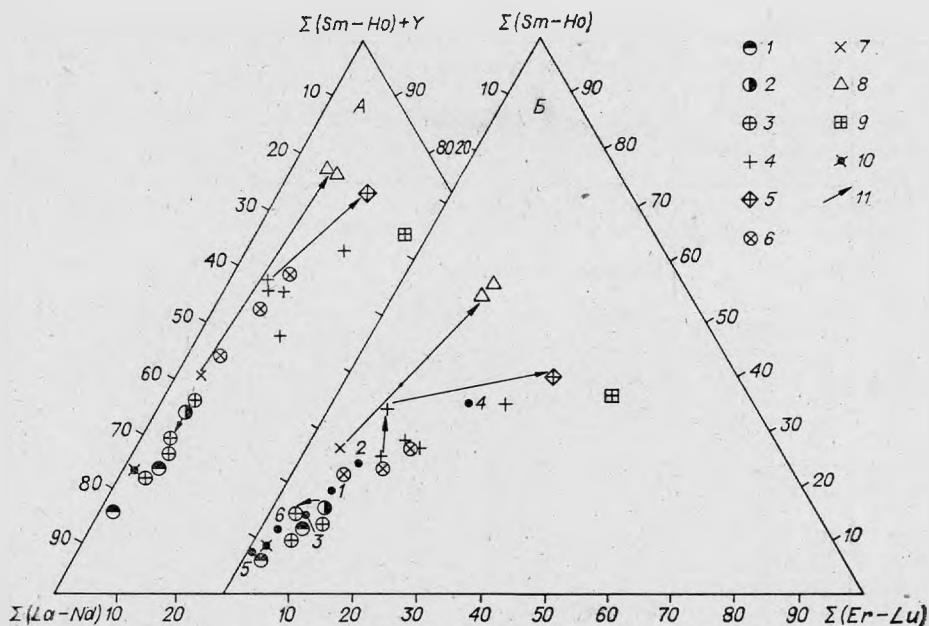


Рис. 64. Диаграмма составов РЗЭ в сфенах.

А — с иттрием, В — без иттрия. 1 — габбро-диоритовый тип, диориты; 2, 3 — гранодиорит-гранитный тип; 2 — гранодиориты, 3 — граниты и граносиениты; 4, 5 — стандартный тип; 4 — граниты, 5 — пегматиты; 6—10 — щелочной тип: 6 — гастингситовые граниты, 7 — катифоритовые граниты, 8 — арфведсонитовые пегматиты, 9 — рибекитовые пегматиты, 10 — нефелиновые сиениты. Пронумерованы точки средних составов РЗЭ в сфенах, по В. В. Ляховичу: 1 — граниты палингенные, 2 — граниты автохтонные, 3 — гранитоиды габбровой формации, 4 — гнейсы и мигматиты, 5 — щелочные породы (сиениты), 6 — основные породы.

Содержание суммы РЗЭ в сфенах Монголии близко к среднему содержанию их в сфенах подобных пород [Ляхович, 1973]. Наивысшее содержание РЗЭ (весовых) — 7% — обнаружено в сфене щелочных пегматитов Хан-Богдинского массива, причем более 70% этой суммы приходится на долю иттриевых земель и иттрия. Наиболее цериевый состав РЗЭ (рис. 64) отмечается у сфенов диоритов. У сфенов из стандартных гранитов и граносиенитов щелочного типа относительное содержание иттриевой группы РЗЭ выше, чем в сфенах диоритов. Сфены концентрируют РЗЭ в 10 раз и более по сравнению с породой.

Ильменит. Довольно распространенный акцессорный минерал гранитоидов и пегматитов стандартного геохимического типа, ранних гранитов литий-фтористого типа и катофоритовых щелочных гранитов. В сфеновых разновидностях катофоритовых гранитов ильменит нами не обнаружен. Встречен ильменит в гранитах Их-Хайрханского, Цаган-Дабинского, Юдугуйинского, Улан-Баторского, Жанчивланского, Их-Наротин-Хидского, Баян-Уланского, Даши-Балбарского, Хан-Богдинского и других массивов. В пегматитах ильменит встречается в Ихэ-Хайрханском, Онгон-Хайрханском и Даши-Балбарском массивах.

Таблица 53

Содержания ниобия и тантала (вес. %) и их отношение в ильменитах (по данным химического анализа)

№ п/п	Номер образца	Порода	Nb	Ta	Nb/Ta
1	Их-830	Биотитовый гранит, 1 фаза	0,32	0,05	6,4
2	Ихэ-824	»	0,40	0,06	6,6
3	Ихэ-837	жильный	0,28	0,05	5,6
4	Ин-761	1 фаза	0,40	0,06	6,6
5	Ин-760	2 фаза	0,61	0,08	7,6
	Среднее	Биотитовые граниты	0,40	0,06	6,7
6	Ихэ-835	Биотитовый пегматит	0,64	0,05	14,8
7	Ох-864	»	1,44	0,05	28,8
	Среднее	Биотитовые пегматиты	1,04	0,05	20,8
8	Мж-506	Биотитовый аляскит	0,32	0,06	5,3
9	Бу-552	Катофоритовый гранит	0,20	0,02	10,0
10	Бу-547	»	0,10	0,03	3,3
11	Бу-548	»	0,40	0,03	13,3
12	Бу-882	»	0,14	0,05	2,8
13	Бу-884	Катофоритовый гранофир	0,14	0,025	5,6
14	Бу-871	»	0,72	0,05	12,4
	Среднее	Катофоритовые граниты	0,28	0,03	9,3
15	ДБ-679	Катофоритовый гранит	0,80	0,05	16,0
16	ДБ-687	»	0,80	0,05	16,0
17	ДБ-699	»	0,56	0,05	11,2
18	ДБ-688	Пегматит	0,80	0,05	16,0
19	ДБ-687	»	0,60	0,05	12,0
20	ДБ-698	»	0,72	0,05	14,2
	Среднее	Катофоритовые граниты и пегматиты	0,71	0,05	14,2

Примечание. Стандартные гранитоиды массивов: 1—3,6 — Их-Хайрханского; 4,5 — Ихэ-Наротин-Хидского; 7 — Онгон-Хайрханского; 8 — литий-фтористые гранитоиды Жанчивланского массива. Щелочные гранитоиды массивов: 9—14 — Баян-Уланского; 15—20 — Даши-Балбарского. Аналитик В. В. Конусова, 1972 г.

Ильменит образует ограниченные таблитчатые кристаллы с гранями (0001), (0221), (1011) и зернистые массы. Цвет минерала черный, буровато-черный, блеск сильный металлический или полуметаллический, непрозрачный, электромагнитный, спайность отсутствует, твердость 5—6, удельный вес 4,6—4,8.

По данным полуколичественного спектрального анализа в ильменитах обнаружены следующие микроэлементы (%): олово — 0,001—0,3; ниобий — 0,003—1,0; тантал — 0,01—0,3; свинец — 0,01—0,03; цинк — 0,03—1,0; марганец — 0,03—3,0; кальций — 0,01—0,5; алюминий — 0,01—0,1; иногда вольфрам — 0,1; цирконий — 0,01—1,0; иттрий — 0,001—0,1; лантан — 0,01—0,1; бериллий — 0,01. Количественные определения ниобия и тантала в ильменитах приведены в табл. 53. Концентрация ниобия и тантала в ильменитах катофоритовых гранитов Баян-Уланского массива близка к средним содержаниям, по В. В. Ляховичу (1973). В ильменитах из стандартных гранитоидов и пегматитов и катофоритовых гранитов и пегматитов Даши-Балбарского массива они в 2—3 раза выше средних значений для ильменитов гранитоидов. В ильменитах пород стандартного геохимического типа от гранитов к пегматитам возрастают содержания ниобия и ниобий-танталовые отношения. В катофоритовых гранитоидах по сравнению с биотитовыми гранитами стандартного типа в ильменитах отношение ниобия к танталу в 1,5—2 раза выше. Наблюдается корреляция содержаний ниобия и тантала между ильменитом и цирконом (см. рис. 61). Содержание суммы РЗЭ в ильменитах (7 химических определений) варьирует в пределах 0,004—0,036%.

Астрофиллит — типоморфный минерал апаитовых щелочных пород. Обнаружен в щелочных гранитах и пегматитах Хан-Богдинского массива. В гранитах главной фазы астрофиллит встречен в южной части массива в парагенезисе с арфведсонитом, эгирином, кварцем и микроклинцертитом. Он образует уплощенные кристаллы золотистого цвета размером до 3 мм. Количество астрофиллита в этих породах достигает до 1—2%. Дебаеграмма минерала близка к эталонной. По химическому составу (табл. 54) астрофиллит относится к марганецсодержащей разновидности. В астрофиллите гранитов отмечаются высокие (n , 0%) концентрации цинка, лития, ниобия, циркония и повышенные (0, n) содержания цезия, бария, стронция, РЗЭ, рубидия. Концентрация этих редких элементов в астрофиллите выше, чем в сосуществующих с ним арфведсоните и эгирине. Отношение калия к рубидию в астрофиллите гранитов равно 41.



Рис. 65. Фото образца с кристаллами водного титаносиликата-5 (светлое).

Химический состав силикатов титана, ниобия и редкоземельных

№ п/п	Номер образца	Минерал	SiO ₂	Al ₂ O ₃	ZrO ₂	TiO ₂	Nb ₂ O ₅	FeO
1	1806	Астрофиллит	36,44	1,80	He опр.	11,19	He опр.	23,89
2	1793/6	»	32,35	2,20	»	10,70	»	—
3	1792	Нептунит	52,25	2,80	»	16,86	»	10,41
4	1797	»	50,22	2,80	»	18,11	»	11,94
5	812/2	Ti-Zn-силикат	8,74	7,00	»	55,21	»	He опр.
6	1755/1	Fe-Ti-силикат	16,80	2,50	»	7,80	»	3,59

Водные титаносилика

7	1756	Минерал-1	47,97	4,80	He опр.	17,85	He опр.	—
8	1252	»	47,25	4,80	»	16,25	»	0,33
9	1808/13	Минерал-2	64,80	3,40	»	16,06	»	—
10	18176	Минерал-3	60,97	2,80	2,15	18,10	»	—
11	1742/2	Минерал-4	69,04	1,80	He опр.	9,77	»	—
12	1791/5a	Минерал-5	62,38	6,60	»	12,71	»	—
13	1428/12	Слюдистый минерал	14,66	4,00	»	15,35	5,26	He опр.

Водные сили

14	1428/80	Минерал-1	56,72	0,70	He опр.	1,12	24,38	—
15	1428/81	»	55,78	0,40	»	0,81	25,45	—
16	1428/82	Минерал-2	13,31	0,07	»	0,07	59,84	—
17	1792/4	Минерал-3	22,34	0,86	»	0,07	51,77	—

Водные силикаты ред

18	1792/5	Минерал-1	66,03	—	He опр.	—	He опр.	He опр.
19	1806/5	»	66,89	1,40	»	0,13	»	»
20	1428/4	Минерал-2	43,20	2,05	1,40	1,36	»	»
21	1748	Абукумалит	13,23	3,01	He опр.	0,13	»	»

Примечание. Сумма дана за вычетом на F, кроме того, обнаружено: в 1 Li₂O — 0,15, Rb₂O — 0,04; в 4 Li₂O — 1,32, Rb₂O — 0,01; в 5 PbO — 1,54; в 10 PbO — 1,54; в 13 PbO — 0,18; дового анализа.

Астрофиллит обнаружен также в жильном теле щелочногранитного пегматита, секущего дайку экерита на Северном участке. Здесь астрофиллит образует уплощенные кристаллы коричневого цвета размером до 5 мм в парагенезисе с кварцем, микроклином, альбитом, эгирином и коричневым эльпидитом. По химическому составу (см. табл. 54) астрофиллит из пегматитов относится к марганец-астрофиллитам и попадает в середину изоморфного ряда астрофиллит — куплетскит. По сравнению с астрофиллитом гранитов в астрофиллите пегматитов отмечаются более высокие концентрации бария, стронция, рубидия, цезия и PЗЭ и более низкие содержания лития и фтора. Отношение калия к рубидию понижается до 15. На поздних стадиях минералообразования астрофиллит замещается желтым титаносиликатом (рис. 65).

Коричневый слюдистый титаносиликат. Обнаружен в жильном пегматите Дорожного участка Хан-Богдинского массива. Образует радиально-лучистые агрегаты темно-коричневого цвета со слюдоподобной спайностью. Похож по внешнему виду на астрофиллит. Минерал хрупкий, легко разрушается. В нем обнаружены высокие содержания (%) ниобия и цинка. Химический состав (см. табл. 54) пересчитывается на формулу (Zn, Na)₁(Fe, Mn)₇(Ti, Nb)[Si₃Al₁O₂₄] · OH. На кривой нагревания (рис. 66)

элементов (вес. %) из пегматитов Хан-Богдинского массива

Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	TR ₂ O ₃	SrO	BaO	ZnO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	F	Σ	
4,55	5,92	0,36	0,38	0,07	0,02	0,08	0,39	5,03	2,73	1,75	1,45	95,73	
23,74	10,21	0,42	0,90	0,94	0,10	0,89	He	2,50	1,82	He	0,80	87,42	
4,89	0,86	0,24	0,17	0,24	—	—	опр.	0,13	3,32	6,34	»	0,10	99,78
3,72	1,23	0,15	0,08	0,04	0,01	0,01	0,17	4,36	6,33	»	0,20	99,70	
14,93	5,63	0,05	0,77	He	He	He	5,59	0,34	1,35	He	0,08	100,45	
63,02	0,87	0,20	0,08	опр.	опр.	опр.	0,38	0,07	0,05	опр.	3,21	0,05	98,96

ты (аморфизированные)

14,11	0,60	3,12	0,48	0,13	0,001	0,08	0,69	0,76	0,44	8,56	0,12	99,71
10,67	0,38	4,03	1,72	0,24	0,06	0,06	0,08	1,53	0,38	12,30	0,15	100,17
1,93	0,22	0,20	2,70	1,11	0,02	0,07	0,05	0,75	0,54	6,39	3,90	100,50
2,87	0,60	0,14	1,47	1,50	0,02	0,02	0,13	1,41	0,37	6,37	0,08	100,51
11,62	0,24	0,05	0,13	0,80	0,01	—	0,80	0,04	0,04	4,85	0,08	99,24
2,68	0,13	0,33	2,68	0,18	0,03	0,04	0,07	2,02	1,65	6,49	0,20	98,11
33,40	7,55	0,22	0,18	0,39	0,15	He	4,75	0,08	0,34	12,91	0,10	99,46

каты иобия

—	1,50	0,09	5,21	0,18	1,50	0,54	0,20	0,29	0,68	6,33	0,65	99,85
0,02	0,52	0,03	4,92	0,20	1,57	0,69	0,10	0,26	0,73	7,59	0,65	99,45
—	0,78	0,13	12,64	He	0,53	0,81	0,41	0,14	0,06	11,40	He	100,13
—	0,86	0,12	11,97	опр.	»	1,83	0,73	0,90	0,38	8,74	опр.	100,83

козельных элементов

0,46	4,14	0,04	1,18	16,48	0,17	He	2,34	0,03	0,08	7,94	1,00	99,47	
2,56	0,04	0,10	0,21	17,15	0,02	опр.	0,15	0,07	0,08	8,39	1,00	99,70	
1,20	0,84	0,17	2,24	25,60	0,07	He	1,38	0,15	0,28	13,33	0,98	94,14	
1,59	0,35	0,29	4,56	50,80	0,21	опр.	»	0,48	0,63	1,01	12,96	1,12	99,30

Rb₂O — 0,11, Cs₂O — 0,03; в 2 Li₂O — 0,01, Rb₂O — 0,15, Cs₂O — 0,03; в 3 — Li₂O — 1,20, в 20 — PbO — 0,30; в 21 P₂O₅ — 9,38. Аналитик Л. Н. Матвеева, 1977 г. 16,17—данные микросзон-

отмечается эндотермический эффект при $t = 90-300^{\circ}\text{C}$, отвечающий выделению воды в минерале. Потеря веса в минерале продолжается до $t = 800^{\circ}\text{C}$. Минерал образуется в парагенезисе с кварцем, микроклином, альбитом, эгирином и цирконом.

Нептунит. Распространенный минерал полосчатых экерит-пегматитовых жильных тел Северного участка Хан-Богдинского массива. Количество нептунита в некоторых экеритовых телах достигает 20%. Он образует удлиненные кристаллы красновато-коричневого цвета размером до 1 см. Дебаеграмма нептунита близка к эталонной (табл. 55). По химическому составу (см. табл. 54) от нептунитов нефелиновых сиенитов [Семенов, 1972] он отличается низким содержанием марганца и повышенным содержанием лития. В нептуните отмечаются высокие содержания цинка (0,17%). Как концентратор РЗЭ нептунит превосходит арфведсонит и эгирион, но уступает эльпидиту. Встречается в парагенезисе с кварцем, микроклином, эгирином, арфведсонитом и эльпидитом. На поздних стадиях замещается желтым титаносиликатом.

Титаносиликат железа, марганца и цинка. Минерал обнаружен в эгириновом экерите Армстронгитового участка Хан-Богдинского массива. Образует пойкилокристаллы размером 0,5—3 см. Минерал непрозрачный,

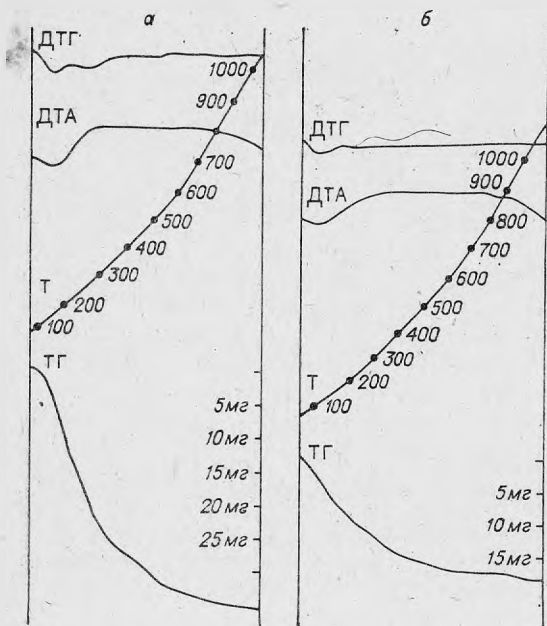


Рис. 66. Дериwаtограммы минералов. а — титаносиликат КБ-1423/12, навеска 293 мг; б — водный ниобиевый силикат-2 (в смеси с кварцем), навеска 300 мг. Условия съемки: ДТА-1/10, ТГ-50, инертное вещество — окись алюминия.

цвет черный, блеск металлоидный, немагнитный. Дебаеграмма наиболее близка к ландауниту и брукиту, от которых отличается химическим составом (см. табл. 54). Не исключено, что концентрации кремния связаны с мелкими включениями кварца (?). Идеализированная формула минерала — $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_1 \times (\text{Zn}_1 \text{Mn}_1 \text{Fe}_3)_5 \text{Ti}_{10}[(\text{Si}_2 \text{Al}_2)_4 \text{O}_{34}]$. Встречен в парагенезисах с кварцем, микроклином, альбитом, эгирином и армстронгитом.

Рутил. Встречается в микроклинитах Багаазрынского, Тюмен-Цогтинского и Ихэ-

Хайрханского массивов и в некоторых щелочногранитных пегматитах массива Хан-Богдо. Рутил из микроклинитов черно-коричневого, реже красного цвета образует ограниченные кристаллы, реже коленчатые двойники. Образуется он в парагенезисе с микроклином, альбитом, кварцем, мусковитом, монацитом и ксенотимом. Рутил из пегматитов Хан-Богдо образует мелкие выделения черного цвета в парагенезисе с кварцем, микроклином, альбитом, эгирином, эльпидитом и желтым титаносиликатом. Он содержит 1,72% пятиоксида ниобия, 0,21—РЗЭ. В микроклинитах рутил выступает как второстепенный минерал, а в щелочных породах — как акцессорный.

Анатаз. Обнаружен в качестве акцессорного минерала в катофоритовом граните Даши-Балбарского массива. Он образует мелкие хорошо ограниченные кристаллы сине-стального цвета, которые просвечивают в обломках. Минерал одноосный, отрицательный. По данным спектрального анализа он содержит (%): кремния 0,1—1,0; свинца 0,1; ниобия 0,1—0,3; марганца 0,1; цинка 0,01. Встречается как вторичный минерал по желтым титаносиликатам, образуя очень мелкие массы зеленоватого цвета.

Брукит. Встречен как акцессорный минерал в граносиените в районе пегматитового поля Хух-Дель-Улы. Образует мелкие ограниченные кристаллы с формами (110) и (112). Цвет коричнеvато-бурый. Минерал двuosный, положительный, дебаеграмма близка к эталонной. По данным спектрального анализа в бруките обнаружено (%): кремния — 0,1; ниобия — 0,01.

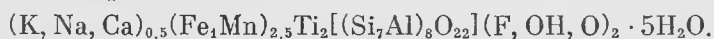
Таблица 55

Дебаеграмма нептунита

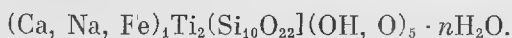
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
9,52	5	3,85	4	2,93	5	2,47	8	1,91	4	1,50	8
7,70	5	3,51	10	2,82	5	2,28	1	1,75	1	1,47	6
5,69	1	3,23	3	2,72	8	2,16	6	1,66	2	1,38	4
4,50	4	3,18	10	2,56	1	2,06	2	1,58	1	1,35	5

Водные титаносиликаты. В породах Хан-Богдинского массива широко распространены водные титаносиликаты. В щелочных гранитах главной фазы они выступают как акцессорные минералы, а в жильных пегматитах и экеритах являются породообразующими минералами. Для всех этих минералов характерны высокие содержания кремнекислоты и низкие — щелочей. Отношение кремния к другим катионам в этих минералах варьирует от 1,25 до 4,5, что значительно выше, чем в титаносиликатах нефелиновых и щелочных сиенитов (0,2—0,8). Вероятно, из-за своей высокой кремнекислотности водные титаносиликаты устойчивы в узком интервале РТ условий и при их изменении (например, при понижении температуры) испытывают структурный распад на кварц и аморфную массу. От первичных минералов остается только форма кристаллов. Возможные условия их существования мы обсудим отдельно. Так как минералы находятся в аморфном состоянии, их невозможно диагностировать рентгеновски и оптически. Единственная их характеристика — валовой состав. По химическому составу выделяется несколько разновидностей водных титаносиликатов.

Водный титаносиликат-1. Встречен в крупнозернистых пегматитах Центрального участка и в жильном экерите участка Архар Хан-Богдинского массива. В экеритах он образует таблитчатые кристаллы желтого цвета размером $10 \times 10 \times 1$ мм и чешуйчатые слюдоподобные агрегаты в пегматите. Землистый. Рентгеноаморфен. Минерал образуется в парагенезисе с кварцем, микроклином, альбитом, эгирином и эльпидитом. Химический состав (см. табл. 54) пересчитывается на формулу (табл. 56), которую можно представить так:



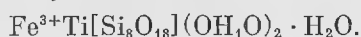
Водный титаносиликат-2. Обнаружен в пегматите северо-восточной части Центрального участка Хан-Богдинского массива. Он представлен удлиненными кристаллами размером $5 \times 10 \times 20$ мм, заполненными плотной микрозернистой массой желтого цвета. Образуется в парагенезисе с кварцем, микроклином, альбитом, арфведсонитом, эгирином и эльпидитом. Рентгеноаморфен. Химический состав (см. табл. 54) пересчитывается на формулу (см. табл. 56):



Водный титаносиликат-3. Найден в пегматитах юго-восточной части Центрального участка Хан-Богдинского массива. Образуется таблитчатые кристаллы, размером до $5 \times 15 \times 25$ мм, заполненные микрозернистым плотным материалом желтого цвета. Рентгеноаморфен. Образуется в парагенезисе с кварцем, микроклином, альбитом, эгирином и редкоземельно-циркониевым силикатом. Химический состав (см. табл. 54) пересчитывается на формулу (см. табл. 56):



Водный титаносиликат-4. Встречен в одном из пегматитовых тел Дорожного участка Хан-Богдинского массива. Он образует лучистые и радиально-лучистые агрегаты коричневого цвета размером до 2 мм. Рентгеноаморфен. Образуется в парагенезисе с кварцем, микроклином, альбитом и эгирином. Химический состав (см. табл. 54) пересчитывается на формулу (см. табл. 56), имеющую общий вид:



Водный титаносиликат-5. Обнаружен в зонах пегматизации вмещающих эффузивов Северного участка Хан-Богдинского массива. Он образует желтые изометрические пойкилокристаллы, имеющие огранку кубов (см. рис. 65). Рентгеноаморфен. Встречен в парагенезисе с кварцем,

Кристаллохимические формулы водных титаносиликатов и силикатов

Номер образца	Na	K	Ca	TR	Zn	Pb	Ba+Sr	Fe	Mn	Mg	Al
<i>Водные титаносиликаты</i>											
1428/12	0,14	0,02	0,03	0,03	0,75	0,01	0,02	5,40	1,37	0,07	0,16
1756	0,13	0,15	0,08	0,01	0,08	—	—	1,61	0,08	0,70	0,12
1752	0,11	0,30	0,28	0,02	0,01	—	0,01	1,12	0,05	0,93	0,15
1808/13	0,16	0,14	0,44	0,09	0,01	—	—	0,06	0,03	0,05	0,02
18176	0,09	0,23	0,20	0,07	0,01	—	—	0,14	0,06	0,03	0,17
1742/2	0,01	—	0,02	0,03	0,07	—	—	0,82	0,02	0,01	0,02
1791/5а	0,67	0,54	0,58	0,01	0,01	—	0,03	0,42	0,02	0,10	1,62
812/2	0,63	0,10	0,20	—	1,00	0,10	—	2,71	1,16	0,02	0,08
<i>Водные редкоземельно-титаносиликаты</i>											
1806/5	0,02	0,01	0,04	—	0,02	—	—	0,28	0,01	0,02	0,24
1792/6	0,02	—	0,19	—	0,66	—	0,01	0,02	0,52	0,01	—
1428/4	0,11	0,04	0,50	—	0,21	0,04	—	0,19	0,13	0,05	0,48

Примечание. Одна звездочка — дополнительно содержится 0,13 циркония, две — минералов см. в табл. 54.

микроклинном, альбитом, арфведсонитом, эгирином и редкоземельно-циркониевым силикатом. По форме кристаллов этот минерал похож на псевдоморфозу, описанную в щелочных гранитах Казахстана [Минеев, 1968]. Химический состав (см. табл. 54) пересчитывается на формулу (см. табл. 56), которую можно представить так:



Рассмотрим некоторые общие закономерности составов водных титаносиликатов.

На диаграмму (см. рис. 87) нанесены составы известных титаносиликатов [Пятенко и др., 1976]. После минералов, образующихся в щелочных гранитах, ограничено линиями, отвечающими соотношениям:

$$Si/Ti > 3,0; Si/(Na + K + Ca) > 2,3; Si/др. катионы > 0,8.$$

В титаносиликатах со сложными кремнекислородными радикалами, для нейтрализации которых не хватило сильных катионов, происходила конденсация этих радикалов с образованием структуры кварца и других окислов. Критическими, вероятно, являются соотношения $O/Si \leq 3,0$ при $O/катионах > 1,5$ и $Si/катионах > 1,25$.

МИНЕРАЛЫ НИОБИЯ И ТАНТАЛА

Из минералов ниобия и тантала в редкометалльных гранитоидах Монголии нами обнаружены три водных силиката ниобия, минералы группы колумбит — танталит и группы микролит — шрохлор.

Колумбиты — танталиты — распространенные типоморфные минералы гранитоидов, онгонитов и пегматитов литий-фтористого геохимического типа. Они обнаружены во всех дифференциатах литий-фтористых гранитов и постмагматических грейзенах, цвиттерах и альбититах. Содержание минералов этой группы (см. табл. 7) от ранних биотитовых гранитов (с 15 г/т) возрастает к поздним дифференциатам — амазонитовым гранитам (до 160 г/т). В породах флюоритового подтипа концентрации колумбитов — танталитов в 1,5—2 раза ниже, чем в таких же породах топазового подтипа. В онгонитах концентрация колумбита достигает 100 г/т,

РЗЭ Хан-Богдинского массива щелочных гранитов

Σ	Ti	Fe	TR	Σ	Si	Al	Σ	O'	OH	O	F	Σ'	H ₂ O
<i>носиликаты</i>													
7,00	2,49	—	—	3,00***	3,15	0,85	4	22	4,86	0,07	0,07	5,0	6,7
2,98	2,03	—	—	2,03	7,26	0,74	8	22	1,16	0,78	0,06	2,0	3,7
3,00	1,88	0,12	—	2,00	7,28	0,72	8	22	1,93	—	0,07	2,0	5,4
1,00	1,84	0,16	—	2,00	9,86	0,14	10	22	2,55	0,57	1,88	5,0	2,2
1,52	1,73	0,14	—	2,00*	7,75	0,25	8	22	—	—	—	—	3,0
1,00	0,83	0,17	—	1,00	7,78	0,22	8	18	1,53	0,47	—	2,0	2,0
4,00	1,99	0,01	—	2,00	13,0	—	13	32	3,07	0,80	0,03	1,0	2,7
6,00	10	—	—	10,0	2,10	1,90	4	34	—	—	—	—	—

ные силикаты

0,67**	0,02**	—	1,00	1,0	10	—	10	22	0,41	—	0,46	0,87	3,8
1,03**	—	0,03	0,97	1,00	9,85	0,15	10	22	0,47	0,06	0,47	1,0	3,5]
1,96**	0,21**	—	2,04	2,04	8,98	0,02	9	22	2,35	—	0,65	3,0	8

суммировался дополнительно титан, три — суммировалось дополнительно 0,51 ниобия. Описание

а в топаз-лепидолит-альбитовых пегматитах — 160 г/т. В онгонитах, ранних аляскитах, микроклин-альбитовых гранитах, амазонитовых гранитах и цвиттеритах эти минералы являются главными концентраторами ниобия и тантала и единственными собственными фазами этих элементов. В альбит-лепидолитовых гранитах, лепидолитовых грейзенах, альбититах и пегматитах наравне с ними заметная доля ниобия и тантала приходится на минералы группы пирохлор — микролит. Минералы группы колумбита встречаются в парагенезисе с' аксессуарными топазом, флюоритом, монацитом, ксенотимом, касситеритом и цирконом. Они образуют мелкие уплощенные кристаллы черного цвета. По химической систематике танталонниобатов [Горжевская и др., 1974] минералы из гранитов и пегматитов литий-фтористого типа (табл. 57, 58) относятся к марганцевым разновидностям танталосо-держакщих колумбитов. Содержание титана в них не превышает 3,6%. Отношение ниобия и тантала в колумбитах альбит-лепидолитовых гранитов равно 1,9. По данным полуколли-

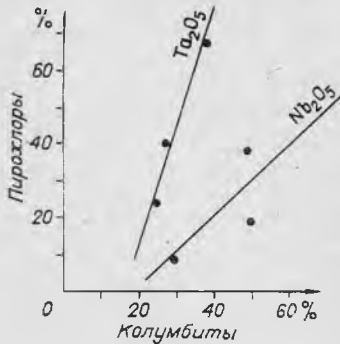


Рис. 67. Распределение ниобия и тантала (вес. %) между сосуществующими колумбитом и пирохлором.

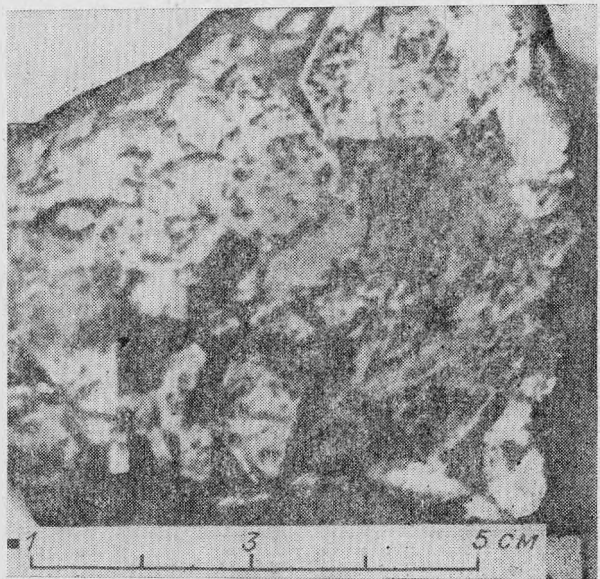


Рис. 68. Фото кристаллов водного ниобиевого силиката-1.

Химический состав танталониобатов (вес. %)

№ п/п	Номер образца	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	ZnO	PbO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	F	Σ
1	Унч-1769а	9,16	67,34	0,40	0,06	0,09	Не опр.	Не опр.	10,45	—	0,48	4,73	0,07	5,10	2,25	99,18
2	Дч-545а	38,32	24,42	Не опр.	0,42	0,18	»	»	4,50	0,13	1,46	0,58	0,18	Не опр.	»	100,26
3	ХХ-753	17,88	40,00	»	0,60	0,05	»	»	9,72	0,01	0,82	4,95	0,27	»	»	99,49
4	ХХ-1100	49,78	26,72	2,23	0,75	17,54	1,10	0,92	0,18							100,66
5	Дч-473	45,48	25,62	3,65	5,59	13,23	3,40	4,88	0,24							99,49
6	Дч-545б	47,75	25,00	3,25	4,79	15,40	2,75	4,42	0,30							100,66
7	Унч-1768	23,88	44,53	40,10	4,07	12,48	1,35	2,06	0,15							100,66
8	Унч-1769б	29,13	37,82	10,60	0,77	12,11	2,45	1,99	0,18							100,66

Примечание. Сумма дана за вычетом пересчета на фтор. 1—3 — микролиты, 4—6 — колумбиты, 7, 8 — титано-танталиты. 1, 7, 8 — из редкоземельных пегматитов Унчжунского массива, 2 и 6 — из альбит-лепидолитового гранита, 3 и 5 — из лепидолитового грейзена Жанчивданского массива, 4 и 6 — из топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов Хух-Дель-Улы. Минералы 1 и 8, а также 2 и 6 встречены в одном парагенезисе.

чественного анализа в колумбитах литий-фтористых гранитоидов в виде примеси присутствуют олово, титан и кремний до первых процентов, вольфрам, свинец и РЗЭ до 0,1%. В спектре РЗЭ преобладают цериевые земли. В колумбите из жильных цвиттеров Багагазрынского массива по данным спектрального анализа содержится более 3% вольфрама. По содержанию редких элементов колумбиты из гранитов, онгонитов и пегматитов почти не различаются. В пегматитах Унчжунского массива, переходных от стандартного к литий-фтористому типу, танталониобаты по составу (см. табл. 57) являются манган-танталитами с высоким содержанием титана. По данным спектрального анализа в них отмечаются повышенные концентрации олова, стронция и РЗЭ.

Минералы группы колумбита в гранитах кристаллизуются в магматическую стадию их образования. На возможность такой кристаллизации указывает наличие мелких кристалликов — вкрапленников колумбита во вкрапленниках топаза и граната в онгонитах. В грейзенах и альбититах колумбиты образуются, вероятно, метасоматическим путем.

Минералы группы пироклора встречаются в альбит-лепидолитовых гранитах, грейзенах и альбититах Жанчивданского массива, пегматитах Хух-Дель-Улы и Унчжула. В породах Жанчивданского массива минералы этой группы по составу отвечают плюмбопироклорам (см. табл. 57). Это первая находка плюмбопироклоров в литий-фтористых гранитоидах. По химическому составу танталониобаты из пегматитов Унчжула отвечают микролитам; а из пегматитов Хух-Дель-Улы — ниобиевым микролитам. Отношение ниобия к танталу в них уменьшается от 1,3 в гранитах к 0,4 в пегматитах Хух-Дель-Улы до 0,1 в микролитах Унчжула. Микролит из пегматитов Хух-Дель-Улы содержит 0,12% редкоземельных элементов при равном соотношении иттриевых и цериевых земель. По имеющимся у нас трем парам сосуществующих колумбитов и микролитов можно говорить о расп-

Содержание ниобия и тантала (вес. %) в минералах группы колумбит — танталит

Номер образца	Порода	Массив	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅
МБ-577	Микроклин-альбитовый гранит	Вост. Борун-Цогто	12	62
МБ-579	»	»	10	60
МБ-580	Амазонитовый гранит	»	10	63
МБ-581	»	»	10	60
МБ-557	Амазонитовый пегматоид	»	10	58
Дч-916	Альбит-лепидолитовый гранит	Жанчивлан	15	50
Абд-443	Амазонитовый пегматоид	Абдар	20	60
10-721	Амазонитовый гранит	Зап. Юдугьин	10	60
ХХ-525/12	Альбитовая зона пегматита	Хух-Дель-Ула	30	50
ИН-769/1	Редкометалльный пегматит	Ихэ-Наротин-Хид	60	3
ИХЭ-835	»	Их-Хайрхан	30	30

Примечание. Элементы определялись рентгеноспектральным методом из микроаналитически, относительная ошибка 25%. Аналитик В. М. Маков, 1970 г.

ределении тантала между ними в пользу микролита, наблюдается прямая корреляция в распределении ниобия и тантала (рис. 67) между колумбитом и пироксеном.

Водные силикаты ниобия. В природе известно три ниобиевых силиката — ниокалит, ненадкевичит и комаровит, и ряд титано-ниобиевых минералов. В Хан-Богдинском массиве встречено три новых водных ниобиевых силиката, причем в щелочных гранитах силикаты ниобия обнаружены впервые. Все три минерала образуются в кварцевом «сердечнике» пегматита Дорожного участка. Они встречаются в ассоциации с кварцем, редкоземельным силикатом, поллитунином и эгирином.

Ниобиевый силикат-1 обнаружен автором и В. И. Коваленко. Минерал образует крупные ограниченные изометричные кристаллы размером до 3 см и скопления кристаллов сиреневого цвета. Наблюдая огранку кристаллов (рис. 68), можно предположить моноклинную сингонию минерала. Спайность — в одном направлении. Минерал претерпел структурный распад на кварц, ниобиевый силикат-2 и окислы марганца. Так как продукты распада образуют мельчайшие равномерно-зернистые сростания и выноса — привноса компонентов в данном случае не отмечалось, мы полагаем, что о составе распавшегося минерала можно судить по валовому составу ограниченных кристаллов (см. табл. 54). Анализ их пересчитываются на химическую формулу $A_1Nb_1[Si_5O_{13}](OH)_1 \cdot 2H_2O$, где А — кальций и другие катионы. Микронзондовые исследования минерала, проведенные В. И. Коваленко (ИГЕМ АН СССР) на приборе Cameca показали, что кроме фаз, приближающихся по составу к минералам-2 и -3 есть фазы, состав которых близок к валовому составу минерала-1. Возможно, что участки такого состава являются нераспавшимися реликтами минерала-1 или здесь размер распавшихся фаз меньше размера локальности зондового луча прибора.

Водный ниобиевый силикат-2 — новый минерал, продукт распада минерала-1. Образует мельчайшие спутанно-волокнистые выделения и сферолитовые агрегаты в тесном прорастании с кварцем. Минерал сиреневого цвета. По рентгеновским данным относится к тетрагональной сингонии. Расчет дебаеграммы минерала за вычетом линий кварца ($d/n - I$): 4,82—1; 3,65—1; 3,16—10; 2,96—7; 2,66—3; 2,57—1; 2,26—1; 2,01—1; 1,94—1; 1,81—2; 1,76—1; 1,57—2; 1,50—1; 1,45—1; 1,37—1. Параметры элементарной ячейки минерала, измеренные на электронном микроскопе В. А. Дрицем, равны: $a_0 = 3,68 \text{ \AA}$, $c_0 = 6,012 \text{ \AA}$. Показатели преломления $N_g \sim 1,800$, $N_p = 1,700$, двуупреломление сильное, около 0,100. На дериватограмме (см. рис. 66) минерала в смеси с кварцем отмечается эндотер-

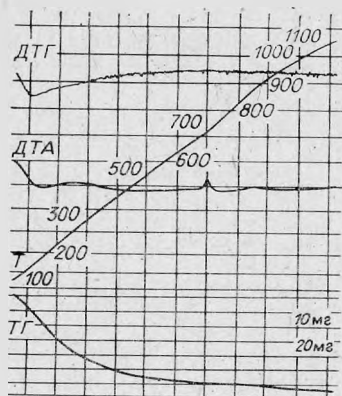


Рис. 69. Дериватограмма водного ниобиевого силиката-3. Условия съемки: навеска 300 мг, ДТА-1/5, ДТГ-1,5, ТГ-100.

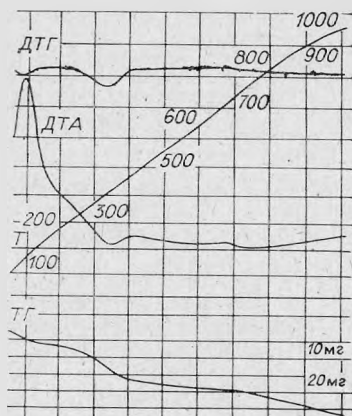


Рис. 70. Дериватограмма редкоземельного силиката-2. Условия съемки: навеска 400 мг, ДТА-1/5, ДТГ-1/5, ТГ-100, инертное вещество — прокаленная окись алюминия.

мический эффект при $t = 80-150^\circ\text{C}$. Выделение воды (6,25%) проходит постепенно с $t = 80$ до 500°C .

Микрондовый анализ минерала-2 пересчитывается по формулу $(\text{Ca}_{0,96}\text{Ba}_{0,02}\text{Zn}_{0,02}\text{Nb}_{0,01}\text{Mg}_{0,01})_{1,02} (\text{Nb}_{1,95}\text{Mn}_{0,05})_{2,00} [(\text{Si}_{0,96}\text{Al}_{0,04}\text{Ti}_{0,01})_{0,98}\text{O}_4] \cdot (\text{O}_{3,79}\text{OH}_{0,21})_{4,0} \cdot 5,5\text{H}_2\text{O}$, а в идеализированном виде — $\text{CaNb}_2[\text{SiO}_4]\text{O}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ или $\text{CaO} \cdot \text{Nb}_2\text{O}_5 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$.

Водный ниобиевый минерал-3 — новый минерал, названный монголитом, является вторичным минералом и образуется по минералу-2.

Монголит — розовато-сиреневого цвета, блеск шелковистый, твердость около 2, удельный вес $3,15 \text{ г/см}^3$. Минерал образует слюдоподобный агрегат с ясной спайностью. Под электронным микроскопом наблюдаются чешуйчато-листоватые пластинки, образующие пакеты. Минерал тетрагональной сингонии с параметрами: $a = 7,00 \text{ \AA}$, $c = 29,0 \text{ \AA}$. Монголит одноосный, отрицательный, $\text{Ng} \approx 1,80$, $\text{Np} \approx 1,74$, $\text{Ng} - \text{Np} = 0,06$.

Расчет электрограммы минерала ($d/n - I$): 14,5—9; 9,67—45; 6,78—30; 5,82—45; 4,83—25; 4,02—2; 3,163—100; 3,087—65; 2,974—70; 2,901—35; 0,654—40; 0,568—30; 2,048—10; 2,012—15; 1,947—15; 1,768—30; 1,712—10; 1,574—30; 1,552—20.

На дериватограмме минерала (рис. 69) отличается растянутый эндотермический эффект при $100-350^\circ\text{C}$, отвечающий выделению воды в минерале и экзотермический эффект при 700° . До 1100°C минерал не плавится. Микрондовый анализ монголита представлен в табл. 54 и пересчитывается на формулу $(\text{Ca}_{1,64}\text{Sr}_{0,14}\text{Ba}_{0,04}\text{Mn}_{0,09}\text{Mg}_{0,02}\text{Zn}_{0,09}\text{Na}_{0,07}\text{K}_{0,06})_{2,15} \cdot \text{Nb}_{3,00} [(\text{Si}_{2,86}\text{Al}_{0,14})_{2,3}\text{O}_{15}] (\text{OH}) \cdot 6,5\text{H}_2\text{O}$, или в идеализированном виде — $\text{Ca}_2\text{Nb}_3[\text{Si}_3\text{O}_{15}] (\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Частными определениями в минерале обнаружено 0,7% тантала и 0,3 — РЗЭ.

МИНЕРАЛЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Из минералов РЗЭ (рис. 70, 71) в гранитоидах литий-фтористого типа и в щелочных породах встречены монацит, ксенотим, синхизит, группа силикатов редких земель, минералы группы абукумалита, чевкинит, гадолинит, приорит.

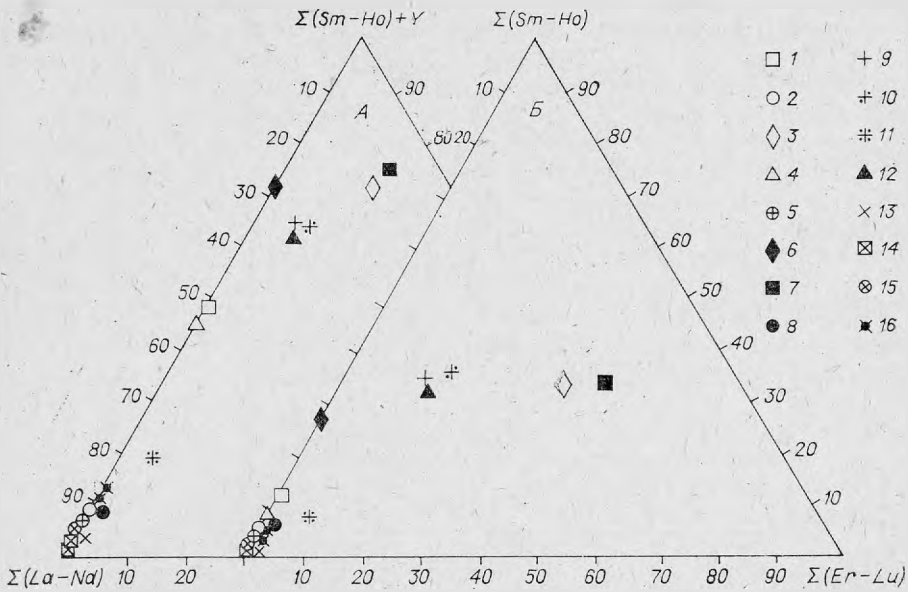


Рис. 71. Диаграмма составов РЗЭ в собственных минералах РЗЭ, тантало-ниобатах и др.

а — с иттрием, б — без иттрия. 1—4 — литий-фтористый тип: 1 — пирохлор, 2 — монацит, 3 — ксенотим, 4 — колумбит; 5—12 — стандартный тип: 5 — монацит, 6 — ксенотим, 7 — бетафит (?), 8 — ортит, 9 — приорит (?), 10 — полиграз (?), 11 — эшинит (?), 12 — танталит; 13—16 — щелочной тип: 13 — синхизит, 14 — баэстезит, 15 — монацит, 16 — водные силикаты РЗЭ.

Монацит является типоморфным минералом литий-фтористых гранитоидов и щелочных гранитов Хан-Богдо. Реже монацит встречается в редкоземельных пегматитах, связанных со стандартными гранитоидами. В литий-фтористых гранитах, онгонитах и пегматитах монацит — единственная собственно редкоземельная фаза и главный носитель РЗЭ. В ранних аляскитах содержание монацита составляет 95 г/т. В более поздних дифференциатах флюоритового подтипа его концентрация падает до 50—80 г/т, а в породах топазового подтипа содержания монацита возрастают до 220 г/т в микроклин-альбитовых гранитах и далее снижаются до 35 г/т в альбит-лепидолитовых гранитах. В онгонитах содержание монацита — 50 г/т, а в топаз-лепидолит-альбитовых пегматитах — 10 г/т. Наблюдается общая тенденция уменьшения содержаний монацита к более поздним породам, что согласуется с общим уменьшением содержания РЗЭ в породах. Возрастают концентрации монацита в метасоматических микроклинитах. В литий-фтористых гранитоидах монацит образуется в парагенезисе с колумбитом, касситеритом, флюоритом, топазом и цирконом. В микроклинитах монацит встречается совместно с рутилом, ксенотимом, флюоритом, цирконом.

В агаитовых щелочных гранитах Хан-Богдинского массива монацит присутствует во всех породах. Содержания его при переходе от гранитов главной фазы к пегматитам увеличивается. В спектре РЗЭ (см. табл. 8) в монацитах из щелочных гранитов в отличие от литий-фтористых микроклинитов более низкие относительные концентрации ниодима и иттриевых РЗЭ. По данным спектрального анализа в монацитах литий-фтористых щелочных гранитов обнаружены незначительные концентрации В и Zr.

Ксенотим. Встречен как акцессорный минерал в аляскитах Юдугинского Западного массива, в микроклинитах Багагазрына и Тюмен-Цогто, пегматитах Унчжула и правобережья большой излучины р. Керу-

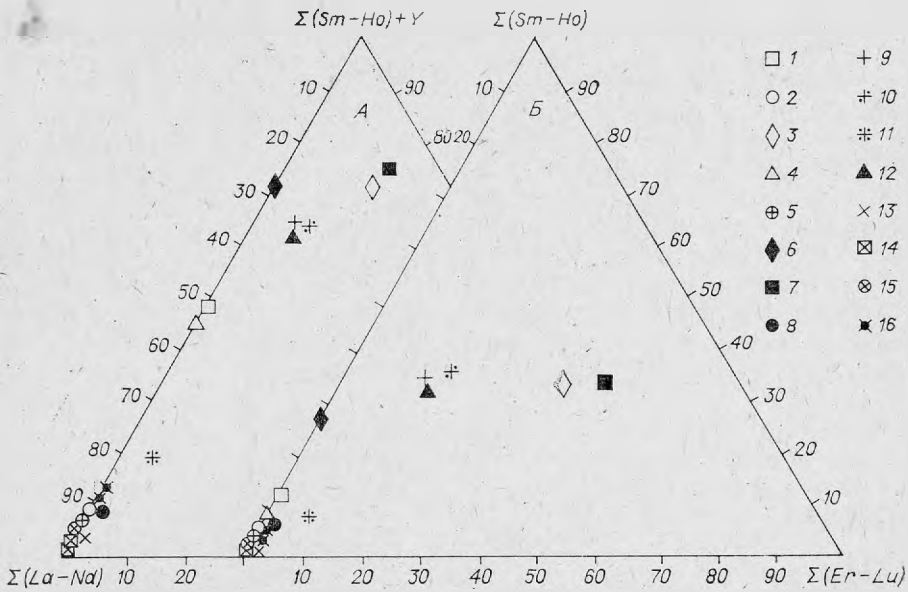


Рис. 71. Диаграмма составов РЗЭ в собственных минералах РЗЭ, тантало-ниобатах и др.

а — с иттрием, б — без иттрия. 1—4 — литий-фтористый тип: 1 — пирохлор, 2 — монацит, 3 — ксенотим, 4 — колумбит; 5—12 — стандартный тип: 5 — монацит, 6 — ксенотим, 7 — бетафит (?), 8 — ортит, 9 — приорит (?), 10 — полиграз (?), 11 — эшинит (?), 12 — танталит; 13—16 — щелочной тип: 13 — синхизит, 14 — бастнезит, 15 — монацит, 16 — водные силикаты РЗЭ.

Монацит является типоморфным минералом литий-фтористых гранитоидов и щелочных гранитов Хан-Богдо. Реже монацит встречается в редкоземельных пегматитах, связанных со стандартными гранитоидами. В литий-фтористых гранитах, онгонитах и пегматитах монацит — единственная собственно редкоземельная фаза и главный носитель РЗЭ. В ранних аляскитах содержание монацита составляет 95 г/т. В более поздних дифференциатах флюоритового подтипа его концентрация падает до 50—80 г/т, а в породах топазового подтипа содержания монацита возрастают до 220 г/т в микроклин-альбитовых гранитах и далее снижаются до 35 г/т в альбит-лепидолитовых гранитах. В онгонитах содержание монацита — 50 г/т, а в топаз-лепидолит-альбитовых пегматитах — 10 г/т. Наблюдается общая тенденция уменьшения содержаний монацита к более поздним породам, что согласуется с общим уменьшением содержания РЗЭ в породах. Возрастают концентрации монацита в метасоматических микроклинитах. В литий-фтористых гранитоидах монацит образуется в парагенезисе с колумбитом, касситеритом, флюоритом, топазом и цирконом. В микроклинитах монацит встречается совместно с рутилом, ксенотимом, флюоритом, цирконом.

В агнаитовых щелочных гранитах Хан-Богдинского массива монацит присутствует во всех породах. Содержания его при переходе от гранитов главной фазы к пегматитам увеличивается. В спектре РЗЭ (см. табл. 8) в монацитах из щелочных гранитов в отличие от литий-фтористых микроклинитов более низкие относительные концентрации ниобима и иттриевых РЗЭ. По данным спектрального анализа в монацитах литий-фтористых щелочных гранитов обнаружены незначительные концентрации В и Zr.

Ксенотим. Встречен как акцессорный минерал в аляскитах Юдугинского Западного массива, в микроклинитах Багаазрына и Тюмен-Цогто, пегматитах Унчжула и правобережья большой излучины р. Керу-

Спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) и иттрия в минералах РЗЭ, титаносиликатах и силикате ниобия (вес. %)

№ п/п	Номер образца	Минерал	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	$\Sigma TR+Y$
1	ХБ-898	Монацит	9,7	22,7	2,26	6,5	0,62	He опр.	0,55	—	—	—	—	—	0,32	42,621
2	БН-623	»	9,2	23,4	3,12	9,97	1,93	»	0,93	0,44	—	—	—	—	1,26	50,250
3	Ихэ-833	»	12,5	26,8	3,09	7,21	1,57	»	0,93	0,70	—	—	—	—	0,82	53,620
4	БН-625	Ксенотим	1,44	3,41	0,13	1,65	0,69	»	2,17	3,90	0,48	3,25	4,42	He опр.	26,8	48,340
5	ТШ-26	»	2,98	4,32	0,66	5,93	He опр.	»	4,88	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	»	31,2	49,970
6	ХБ-1046	Синхизит	16	24	2,4	10,8	1,5	0,04	0,75	0,11	0,03	0,02	0,001	»	0,32	55,971
7	Л-1410	Бастнезит	19	22	1,3	5,2	0,5	0,12	0,17	0,04	0,015	0,02	0,013	»	0,07	48,585
8	Л-1366	»	16	22	1,4	5,4	0,05	0,12	0,15	0,05	0,016	0,03	0,006	»	0,07	45,742
9	ХБ-1428/6	TR-силикат-1	4,8	8,0	0,68	3,0	0,46	—	0,35	0,18	0,035	0,02	0,007	»	0,70	18,232
10	ХБ-1428/61	»	4,5	8,0	1,3	2,5	0,50	0,017	0,36	0,12	0,050	0,07	0,036	0,004	0,62	18,077
11	ХБ-1428/4	TR-силикат-2	3,5	14,5	1,0	1,6	0,44	0,016	0,38	0,18	0,080	0,12	0,060	0,008	0,90	22,784
12	ХБ-18176	Ti-силикат-3	0,04	0,06	0,007	0,04	0,013	—	0,041	0,058	0,012	0,048	0,05	—	0,5	0,869
13	ХБ-1821a	Ti-силикат	0,20	0,35	0,065	0,30	0,095	0,001	0,10	0,13	0,021	0,10	0,05	0,012	0,60	2,024
14	ХБ-1428/12	»	0,11	0,32	0,02	0,12	0,001	0,002	0,092	0,13	0,018	0,061	0,032	0,005	0,50	1,411
15	ХБ-1428/81	Nb-силикат-1	0,05	0,14	0,02	0,04	0,005	—	0,007	0,005	0,001	0,009	0,002	—	0,061	0,340

П р и м е ч а н и е. 1—5 анализировались методом бумажной хроматографии; остальные количественным спектральным анализом, аналитик Е. В. Смирнова; 1, 6, 9—15 — пегматиты Хан-Богдо, 7, 8 — карбонаты Лугингольского массива, 2—5 — микроклишты (2 и 4 — Багазрынского, 3 — Ихэ-Хайрханского, 5 — Тюмен-Цогтинского массивов).

лен в парагенезисе с монацитом, рутилом, тантало-ниобатами, касситеритом.

Ксенотим образует ограненные кристаллы, главным образом дипирамиды (111), редко с гранями (100) и (010). Минерал одноосный, положительный. Цвет желтый, желто-зеленый, спайность хорошая по (100).

По данным бумажной хроматографии, ксенотимы из микроклиптов Багагазыринского и Тюмен-Цогтинского массивов соответственно содержат (%): лантана — 1,14—2,98; церия — 3,41—4,32; празеодима — 0,13—0,66; неодима — 1,65—5,93; самария — 0,69 — не обн.; гадолиния + европия — 2,17—4,88; диспрозия — 3,90 — не обн.; гольмия — 0,48 — не обн.; ербия 3,25 — не обн.; иттербия 4,42 — не обн.; иттрия 26,80—31,32; Σ — 48,04—50,00. По данным спектрального анализа ксенотимы содержат (%): кремния до 1,0; свинца — 0,81; циркония — 0,1; марганца — 0,1; железа — 0,5.

Синхизит встречается исключительно в щелочных гранитоидах Хан-Богдинского массива. При переходе от гранитов к пегматитам концентрации его возрастают от 100 до 800 г/т. Он образует уплощенные таблитчатые кристаллы оранжево-желтого цвета. По данным химического анализа в синхизите содержится 50 и 4,16% РЗЭ. В спектре РЗЭ (табл. 59) преобладают цериевые РЗЭ. Встречен в парагенезисе с акцессорными эльпидитом, монацитом, сфеном, нештупитом и др.

Минерал из группы абукумалит — финченит встречен в протолокках ксенолитов пегматизированных эффузивов Северного участка. Образует мелкие (до 0,2 мм) прозрачные или замутненные кристаллы гексагональной сингонии (комбинации граней призмы и пирамиды). Цвет замутненных кристаллов желтоватый, до коричневатого. Дебаеграмма минерала приближается к абукумалиту. По химическому составу (см. табл. 54) минерал близок к финчениту [Минералогия..., 1964], но отличается от него большим содержанием РЗЭ и отсутствием тория. От бритолитов отличается низким содержанием кальция и кремния и высоким — воды. Минерал встречен в парагенезисе с кварцем, микроклином, альбитом, арфведсонитом, эгирином, редкоземельно-циркониевым силикатом и кубическим титаносиликатом.

Водный редкоземельный силикат-1 — довольно распространенный минерал крупнозернистых пегматитов Хан-Богдинского массива. Образует дощатовидные кристаллы размером до $2 \times 3 \times 10$ см в кварцевом ядре пегматитов. Встречен в ниобий-редкоземельных и в эльпидит-армстронгитовых пегматитах Дорожного, Северо-Западного и северной части Центрального участков и в арфведсонитовом пегматите Южного участка. В зависимости от содержания марганца и железа имеет различную окраску. Так, марганецсодержащие разновидности окрашены от светло-коричневого до коричневого (реже черного) цвета, а железосодержащие — имеют серо-зеленоватую, желтоватую, кирпично-красную окраску. Наблюдается совершенная спайность вдоль удлинения. Минерал образует мелкие полисинтетические двойники с низким двупреломлением. Рентгеноаморфен. Минерал интенсивно замещается кварцем. Химические составы минерала (см. табл. 54) пересчитываются на формулу (см. табл. 56):



На дериватограмме минерала (рис. 72) наблюдается растянутый экзотермический эффект от 100 до 500°C, который можно объяснить метамиктным состоянием минерала, и эндотермический эффект при $t = 400$ —550°C, при котором выделяется из минерала вода.

В спектре РЗЭ (см. табл. 59) преобладают цериевые земли, причем соотношения земель близки таковым в синхизите. Минерал встречен в парагенезисе с кварцем, эгирином, полевым шпатом, ниобиевым и редкоземельно-циркониевым силикатом.

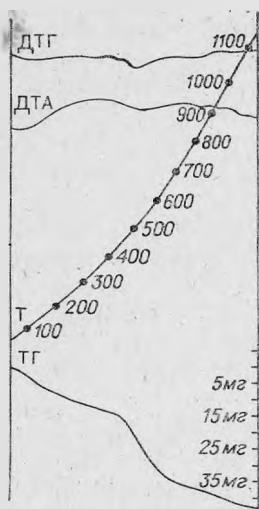


Рис. 72. Дериватограмма водного редкоземельного минерала-1.

Условия съемки: навеска 300 мг, ДТА-1/10, ТГ-50, инертное вещество — окись алюминия.

Водный редкоземельный минерал-2 встречается в протолочке пробы пегматита Дорожного участка. Образует мелкие выделения серо-коричневого цвета со слюдоподобной спайностью. Химический состав (см. табл. 54) пересчитывается на общую формулу (см. табл. 56): $(Ca, Na)_1(Fe^{3+}Al)_1TR_2[Si_9O_{22}] \times (OH_1F)_3 \cdot 8H_2O$. На дериватограмме минерала (см. рис. 70) отмечается экзотермический эффект при $t = 100^\circ C$ и эндотермический эффект при $t = 350^\circ C$, связанный с выделением из минерала воды. Обнаружен в ассоциации с кварцем, микроклином, альбитом, арфведсонитом, эгирином, водным редкоземельным силикатом-1 и ниобиевым силикатом.

Гадолинит встречается как акцессорный минерал в пегматитах В—Ве подтипа Унчжунского массива [Владыкин, Антипин, 1976]. Образует выделения до 0,5 мм бутылочно-зеленого цвета. По данным химического анализа в нем обнаружено (вес. %): SiO_2 — 24,5; Fe_2O_3 — 2,0; FeO — 8,4; TR_2O_3 — 47,5; BeO — 9,7; MnO — 0,5; CaO — 0,33. Образуется в парагенезисе с микролитом, танталитом, монацитом и другими минералами.

Чевкиннит встречается как минерал-вкрапленник в кислых цезиевых стеклах Юдугинского массива. Он образует черные кристаллы до 3 мм величиной, со смолянистым блеском. По данным химического анализа содержит (%): SiO_2 — 31; TR_2O_3 — 19; TiO_2 — 2,5; Al_2O_3 — 11,8; Fe_2O_3 — 18. Находка чевкинита как минерала-вкрапленника в стеклах говорит о возможности кристаллизации редкоземельных минералов из расплава.

Минерал группы приорита — блостронзин встречается в берилл-мусковитовом пегматите Ихэ-Наротин-Хидского массива (стандартный геохимический тип) в парагенезисе с танталом-ниобитом, ортитом, гранатом, цирконом.

Минерал образует уплощенные вытянутые кристаллы со штриховкой вдоль удлинения. Метамиктен, при нагревании до 800° восстанавливает структуру. Дебаграмма прокаленного образца представлена в табл. 60.

Цвет минерала красновато-коричневый, блеск стеклянный, до алмазного, на изломе жирноватый, твердость 5—6, удельный вес более 4,2. Сингония ромбическая.

По данным полуколичественного спектрального анализа минерал содержит (%): титан, ниобий, тантал, иттрий — основа; кремний, кальций — 0,1—1,0; натрий, торий, свинец — 0,1; висмут, цирконий — 0,01;

Таблица 60

Минерал группы приорита

I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
1	3,67	3	2,606	2	2,031	5	1,577	1	1,329
1	3,29	1	2,546	1	1,990	4	1,540	4	1,201
2	3,20	2	2,430	4	1,856	3	1,519	4	1,177
5	2,98	2	2,331	3	1,805	3	1,498	1	1,157
5	2,90	1	2,240	5	1,756	2	1,476	2	1,131
1	2,745	2	2,199	4	1,691	3	1,396	3	1,080

Условия съемки: Fe-излучение, прокален при 800° —1 ч. Аналитик А. А. Кашаев.

барий, ванадий — 0,001. Спектр редкоземельных элементов — данные бумажной хроматографии (%): лантан — 0,18; церий — 1,49; празеодим — 0,23; неодим — 2,24; самарий — 1,4; гадолиний — 1,02; диспрозий — 0,38; гольмий — 0,13; орбий — 0,50; тулий — 0,04; иттербий — 0,65; лютеций — 0,04; иттрий — 6,52; Σ — 14,82.

ДРУГИЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОИДОВ

Торит — довольно распространенный акцессорный минерал гранитоидов. Встречен во многих гранитах литий-фтористого типа и в некоторых гранитах и пегматитах стандартного геохимического типа.

Сингония минерала тетрагональная. Часто метамиктен, рентгено-аморфен. Морфология выделений: образует кристаллы с граями (110), (111), (100). Показатели преломления значительно варьируют. Неметамиктные разности одноосные, положительные. Цвет торитов коричневый (в литий-фтористых гранитах), зеленый, желто-зеленый (в стандартных гранитах), красный (в пегматитах Хух-Дель-Улы). Спайность средняя по (110) у неметамиктных торитов, твердость — 3—5, удельный вес — 3,5—6,5.

Концентрации редких элементов в торитах представлены в табл. 61. Возможно, что ториты Борун-Цогтинского и Багагазрынского массивов — кальциевые ториты, пегматиты Хух-Дель-Улы — ферриториты, а ториты стандартных гранитов Онгон-Хайрхана и Их-Хайрхана — ураноториты. Торит Багагазына отличается высокими концентрациями титана. В торитах литий-фтористых гранитоидов по сравнению со стандартными гранитами выше концентрации редких земель, ниобия, тантала, бария, циркония.

Самородное золото встречается как акцессорный минерал в единичных зернах в протоlochках больших геохимических проб в щелочных гранитах и пегматитах Хан-Богдинского и Хархадского массивов, литий-фтористых гранитах Жанчивланского массива, литиевых пегматитах Хух-Дель-Улы, грейзелизованных онгонитах Багагазрынского массива, жильных биотитовых гранитов Онгон-Хайрханского массива (стандартный геохимический тип), в гранодиоритах и гранитах Бага-Хенгейского батолита. Сингония кубическая. Образует единичные (до 0,5 мм), плоские зерна неправильной формы. Цвет желтый, светло-желтый. По данным спектрального анализа акцессорное золото щелочных гранитов Хан-Богдинского массива содержит (%): серебра более 3, свинца — 0,01, олова — 0,03, мышьяка — 0,01, меди — 0,001.

Апатит. Распространенный минерал стандартных гранитоидов. В литий-фтористом геохимическом типе встречается только в пегматитах Хух-Дель-Улы. В бор-бериллиевом подтипе обнаружен как акцессорный минерал в пегматитах Хадасанского и Хуху-Улинского районов. Минерал детально не изучался. Цвет желтоватый, в пегматитах Хух-Дель-Улы молочно-белый с зеленоватым оттенком. Химический состав апатита Хух-Дель-Улы (вес. %): $P_2O_5 = 40,60$; $Al_2O_3 = 0,23$; $Fe_2O_3 = 0,08$; $MnO = 3,87$; $MgO = 0,16$; $CaO = 53,27$; $K_2O = 0,13$; $Na_2O = 0,13$; $Li_2O = 0,01$; $F = 1,72$; $H_2O = 1,20$. Сумма за вычетом пересчета на фтор равна 100,69 (аналитик Ю. Юрченко, 1971 г.). Из данных следует, что апатит из пегматитов Хух-Дель-Улы является метанапатитом. Сумма редкоземельных элементов апатитов не превышает одного процента. Спектр РЗЭ представлен в табл. 62. Апатит Хух-Дель-Улы содержит наибольшие количества тяжелых лантаноидов по сравнению с апатитами других пород.

Миларит. Редкий минерал. Обнаружен в пустотах армстронгитового пегматита Хан-Богдинского массива щелочных гранитов в парагенезисе

Редкие элементы в торитах Монголии

№ п/п	Номер образца	Порода	Массив	Th	U	TR	Nb	Ta	Ti	Ba	Sr	Be	Zr	Pb	Ca	Al	Fe	Si
1	МБ-579	Ми-Аб-гранит	Вост. Борун-Цогто	8	5	5	4	5	1	2	1	—	—	3	7	3	—	8
2	МБ-581	Амазонитовый гранит	»	8	6	6	3	2	—	3	—	—	5	3	7	3	—	8
3	Абд-440	Ли-Аб-гранит	Абдар	8	6	3	4	3	2	—	—	—	4	3	5	3	—	8
4	Бл-799	»	Багагазрын	8	5	5	2	3	7	4	—	3	5	3	7	3	—	8
5	Хх-4109	Пегматит	Хух-Дель-Ула	8	3	3	5	3	1	1	—	—	3	3	5	3	7	8
6	Ох-862	Биолитовый гранит	Онгон-Хайрхан	8	7	3	—	3	3	—	—	2	—	3	5	3	3	8
7	Ихэ-824	»	Их-Хайрхан	8	7	3	—	—	2	2	—	2	—	3	5	3	3	8

Примечание. Данные полуколичественного анализа (%): 8 — основа; 7—1—3; 6—0,3—1; 5—0,1—0,3; 4—0,03—0,1; 3—0,03—0,01; 2—0,01—0,003; 1—0,003—0,001. Аналитик Е. С. Костюков.

с армстронгитом 2-й генерации, сферолитами сфена, титанатом, эгирином. Сингония гексагональная. Параметры элементарной ячейки: $a = 10,42$; $b = 13,79$; $z = 2$, дебаеграмма аналогична эталонной. Морфология выделений. Образует мелкие удлиненные по c кристаллы, имеющие грани гексагональной призмы (10T0) и пинакоида (0001), реже встречается маленькая грань дипирамиды (10T1). Иногда встречаются мелкие друзы кристаллов. Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, $N_o = 1,532 - 1,538$; $N_e = 1,529 - 1,537$. Минерал белый, прозрачный; блеск стеклянный; спайность отсутствует, хрупок; твердость 5,5—6; удельный вес 2,46—2,60. Химический состав минерала (вес. %): $SiO_2 - 73,4$; $CaO - 9,8$; $K_2O - 6,2$; $Al_2O_3 - 1,0$; $BeO - 7,6$; $H_2O - 1,42$; $\Sigma = 99,22$.

Фенакит. Встречен на контакте литий-фтористых гранитов и диабазов [Корытов и др., 1978] в парагенезисе с кварцем, полевым шпатом, флюоритом. Температура образования фенакита — 250°C (по данным газовой-жидких включений). В 1968 г. встречен Н. В. Владыкиным как аксессуарный минерал в слюдах на контакте жильных габброидов и кварц-вольфрамитовых жил и тех же габброидов и онгонитов в Онгон-Хайрханском массиве в парагенезисе с железистым мусковитом (фенгитом), кварцем, плагиоклазом, флюоритом, бериллом. Сингония тригональная. Рентгенограмма близка к эталонной. Морфология выделений. Встречается в виде неправильных зерен и мелких игольчатых агрегатов кристаллов. Оптические свойства. Одноосный, положительный, $N_o = 1,674$; $N_e = 1,654$. Цвет винно-желтый, белый, бесцветный; блеск стеклянный; твердость 7,5—8; удельный вес 3,00. По данным спектрального анализа основу минерала составляют бериллий и кремний. Из примесей обнаружены (0,01—0,5%) алюминий, железо, кальций, магний, марганец, титан.

Гельвин. Обнаружен А. Д. Каленовым в скважине по грейзеновому телу месторождения Югодзырь, в кварц-топазовом прожилке с бериллом и козалитом. Минерал образует мелкие зерна до 0,3 см. Цвет коричневый, реже зеленоватый; сингония кубическая, $a = 8,27 \text{ \AA}$, изотропен, $N = 1,738$; спайность ясная по октаэдру.

Таблица 62

Содержание и спектр редкоземельных элементов в апатитах (г/т)

№ п/п	Номер образца	Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Tb	Ho	Er	Tu	Yb	Y	ΣTR+Y
Литий-фтористый геохимический тип														
1	Xx-521/7	Лепидолитовый пегматит	550	840	60	110	145	145	110	10	165	245	1045	3 430
2	Xx-521/14	» »	610	1020	50	100	45	60	50	20	130	205	1250	3 545
3	Xx-1101/2	» »	275	340	30	85	45	45	65	40	75	150	400	1 510
Стандартный геохимический тип														
4	Ox-862	Биотитовый гранит, ГИФ	800	2360	475	1650	500	655	—	70	395	200	1520	8 705
5	Ox-866	Биотитовый гранит, жильный	270	455	15	280	20	35	—	—	—	—	345	1 420
6	M-720	Мусковитовый пегматит	80	400	40	250	40	—	—	—	—	—	800	1 650
В—В подтип стандартного геохимического типа														
7	Ух-10	Турмалиновый пегматит	220	950	60	490	110	110	—	—	—	—	1000	3 000
8	Даш-538	Мусковитовый грейзен	200	520	170	470	300	450	740	100	—	93	2700	5 743
9	Даш-539	» »	180	480	150	330	250	410	680	100	—	110	2500	5 190
10	Даш-522/10	» »	140	420	150	390	250	370	650	95	—	95	1900	4 460
11	Хад-518	Двуслюдяной гранит	170	500	170	450	280	550	900	100	—	100	2600	5 820
Щелочные породы														
12	Л-1260	Типгуант	3310	8070	440	3480	565	500	185	—	—	—	1325	17 875

Примечание. Массивы: Хух-Дель-Ула (1—3), Онгон-Хайрхан (4,5), Модото (6), Хуху-Ула (7), Хадасаи (8—11), Лугин-Гол (12). 8—11—данные В. С. Антипина (1977).

Химический состав минерала, по данным А. Д. Каленова, следующий (вес. %): $\text{SiO}_2 = 31,74$; $\text{BeO} = 14,20$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,40$; $\text{FeO} = 10,12$; $\text{MnO} = 29,90$; $\text{ZnO} = 5,20$; $\text{CaO} = 2,14$; $\text{S} = 6,30$. Это отвечает таким соотношениям минералов (%): гельвина — 68, даналита — 22, гентгельвина — 10. Спектральным анализом обнаружено (вес. %): скандия — 0,05, мышьяка — 0,1, олова — 0,001, серебра — 0,0005.

Касситерит. Типоморфный минерал литий-фтористых гранитоидов. Встречается как минерал вкрапленных в субвулканических онгонитах Онгон-Хайрхана (см. рис. 5). Средние содержания касситерита в разных фациях литий-фтористых гранитоидов приведены в табл. 7. Наибольшие концентрации касситерита отмечаются в цвиттерах Багагазрына. В пегматитах Хух-Дель-Улы касситерит иногда образует графические сростания с топазом. Размер кристаллов в этих пегматитах иногда достигает 3—4 см. В топазовом подтипе содержания касситерита в 3—10 раз выше, чем во флюоритовом. Иногда касситерит в виде хорошо ограненных кристаллов встречается в грейзенах, связанных с гранитами стандартного геохимического типа (массив Модото). Как аксессуарный минерал касситерит встречен и в пегматитах бор-бериллиевого подтипа в Унчжульском массиве. Цвет минерала коричневый, зеленоватый, в пегматитах Хух-Дель-Улы — черный. В касситерите пегматитов Хух-Дель-Улы содержание (вес. %) пятиокси ниобия — 0,71—0,85, пятиокси тантала — 1,25—1,5 при их отношении 0,47—0,85. Минерал детально не изучался.

Сфалерит. Как аксессуарный минерал встречен в амазонитовых гранитах и пегматитах Восточного Борун-Цогтинского массива. Распространенный минерал грейзенов и кварцевых жил, связанных с литий-фтористыми гранитоидами. Встречается в парагенезисе с галенитом и сульфидами. Детально не изучался.

Вольфрамит. Распространенный минерал грейзенов и кварцевых жил, связанных с гранитоидами литий-фтористого и стандартного типов. Вольфрамит детально описан в работе Г. Ф. Ивановой (1976).

Интересны находки в пустотах кварцевой зоны, пегматита Хан-Богдо первичных минералов — ванадинита, миметезита и вульфенита, обычно типичных для вторичных зон окисления сульфидных месторождений.

Ванадинит обнаружен в пустотах кварцевого сердечника арфведсонитового пегматита Лагерного участка Хан-Богдинского массива. Минерал образует удлиненные по оси с кристаллы-комбинации гексагональной призмы и пинакоида (0001) и друзы кристаллов. Одноосный, отрицательный, сиггония гексагональная, параметры $a = 10,3$; $c = 7,40\text{Å}$. Цвет оранжево-красный; твердость — 3; удельный вес — 7.

По данным микроспектрального анализа основу минерала составляют свинец и ванадий. Дебаеграмма его приведена в табл. 63.

Вульфенит образует таблитчатые, уплощенные кристаллы со штриховкой на гранях. Цвет оранжевый. Минерал хрупкий, спайность хорошая по (111), твердость — 3. По данным спектрального анализа основу составляют свинец и молибден. Из других элементов обнаружено (%): кремний — 1—3; олово — 0,1; висмут — 0,3—1; железо — 0,01; титан — 0,03; мышьяк — 0,1; кальций — 0,1—0,3. Минерал обнаружен в пустотах кварцевого сердечника пегматита Лагерного участка Хан-Богдинского массива в ассоциации с кварцем, ванадинитом, миметезитом.

Миметезит образует удлиненные по оси с кристаллы-комбинации призмы и пинакоида. Сиггония гексагональная. Цвет желтый, минерал одноосный, отрицательный. По данным спектрального анализа основу минерала составляют свинец и мышьяк. Из других элементов определены (%): кремний — 0,1—1,0; олово — 0,1; висмут — 0,3—1,0; железо — 0,003; кальций — 0,1.

Встречен в пустотах кварцевого сердечника щелочногранитового пег-

Дебаграммы ванадинита

<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
2	4,17	6	2,098	2	1,711	4	1,339	3	1,084
4	3,68	2	2,040	2	1,659	3	1,320	5	1,071
9	3,34	4	1,991	1	1,596	2	1,279	4	1,063
8	2,98	4	1,956	3	1,573	2	1,229	4	1,055
4	2,93	3	1,931	3	1,555	5	1,199	2	1,027
1	2,459	4	1,898	1	1,398	2	1,170	3	1,018
2	2,310	3	1,848	3	1,370	3	1,105	3	0,994
1	2,210	8	1,768	3	1,356	1	1,094		

Примечание. Условия съемки: Fe-излучение, $D=57,3$ мм, $d=0,5$ мм. Аналитик А. А. Кашаев.

матита Лагерного участка Хан-Богдинского массива в ассоциации с кварцем, ванадинитом, вульфенитом, эгирином.

Цинковый монтмориллонит встречается в редкоземельном шпировом пегматите Дорожного участка Хан-Богдинского массива. Образует псевдоморфозы (?) по неизвестному минералу с формами гексагональных призм. Минерал землистый, глинистый, розового цвета. Электронографические исследования указывают на принадлежность минерала к группе монтмориллонита с параметрами $a=5,21$, $c=9,02$ Å. Дериватограмма минерала также близка к монтмориллониту. На дериватограмме отмечаются три эндотермических эффекта при температурах 150, 200 и 550°C, которые связаны с выделением воды из минерала. Вероятно, минерал содержит и адсорбционную воду, которая быстро улетучивается. В свежем выском минерале и запаянном в ампулу обнаружено 30% воды, а при обыкновенном хранении содержания воды значительно варьируют.

Химический состав минерала (вес. %): $\text{SiO}_2=53,21$; $\text{Al}_2\text{O}_3=14,75$; TiO_2 — следы; $\text{Fe}_2\text{O}_3=0,19$; $\text{MnO}=0,42$; $\text{MgO}=1,57$; $\text{CaO}=2,71$; $\text{TR}_2\text{O}_3=0,58$; $\text{ZnO}=8,90$; $\text{K}_2\text{O}=0,11$; $\text{Na}_2\text{O}=0,15$; $\text{Li}_2\text{O}=0,0075$; Rb_2O — следы; $\text{Cs}_2\text{O}=0,0004$; $\text{F}=0,20$; $\text{H}_2\text{O}=18,10$. Сумма, за вычетом пересчета на фтор, равна 100,81 (аналитик В. А. Писарская, 1975 г.).

Минерал встречается в ассоциации с кварцем, эгирином, водным редкоземельным силикатом и водным ниобиевым силикатом.

ГЛАВА

5

**ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ,
ИХ АССОЦИАЦИИ
И ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ
МИНЕРАЛОВ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ**

В табл. 64 представлены типоморфные минеральные ассоциации пород главных геохимических типов мезозойских редкометальных гранитоидов МНР. Эта сводная и обобщающая таблица построена по следующему принципу (от крупных делений к мелким): редкометальные геохимические типы → фашии глубинности пород каждого типа и постмагматические образования → конкретные породы каждой фашии → породообразующие и аксессуарные минералы пород → геохимическая специфика пород.

В литий-фтористом и щелочном геохимических типах породы разделены на три фашии глубинности: приповерхностную (субвулканическую), гипабиссальную и глубинную (пегматитовую). Принципы выделения фашии описаны ранее. К приповерхностной фашии отнесены онгониты и

Минеральные ассоциации и геохимическая специфика

Геохимический тип				
Фашии глубинности	Приповерхностная фашии: субвулканические породы	Гипабиссальная интрузивные граниты,		
Наименование пород	Онгониты	Сидерофиллитовые аляскиты	Микроклин-альбитовые аляскиты	Амазонитовые граниты
Породообразующие минералы	Вкрапленники: Кв, Ми, Аб, циннвальдит, — фенгитмусковит, топаз	Кв, Ми, Аб, литиевый сидерофиллит	Кв, Ми, Аб, протолитионит	Кв, Ми, Аб, протолитионит, циннвальдит
Акцессорные минералы	Грават, касситерит, колумбит, монацит, флюорит, пирит	Флюорит, монацит, циркон, ильменит, колумбит, топаз, мартит, ксенотим	Топаз, флюорит, монацит, касситерит, колумбит, циркон, торит	Топаз, флюорит, монацит, касситерит, колумбит, циркон
Геохимическая специфика	Повышенные концентрации * тантала, ниобия, рубидия, цезия, олова, <i>Х, Be</i>			

Геохимический тип агпай

Гипабис				
Фашии глубинности	Приповерхностная	Нерудкометаллические		
Редкометаллическость	Нерудкометаллические			
Наименование пород	Комендиты и их туфолавы	Аляскиты с аннитом	Катофоритовые граниты	Рибекитовые пегматиты
Породообразующие минералы	Вкрапленники Кв, микроклинпертита, амфибола, эгиррина	Кв, микроклинпертита, аннит	Кв, микроклинпертита, катофорит, эгиррин	Кв, Ми, Аб, рибекит, эгиррин
Акцессорные минералы	Циркон, магнетит	Циркон, магнетит, флюорит	Циртолит, магнетит, ильменит, флюорит, анатаз	Циртолит, магнетит, флюорит, анатаз, ильменит
Геохимическая специфика	Повышение содержания * циркония, гафния, редких земель и повышенные бария и стронция			

редкометалльных мезозойских гранитоидов Монголии

лигний-фтористых гранитоидов

фашиа: их фазы, фашии	Постмагматические образования			Глубинная фашиа: жиль- ные пегматито- вые породы
Альбит-лепидо- литовые граниты	Цвиттеры	Лепидолитовые грейзены	Альбититы	Топаз-лепи- долит-альбито- вые пегматиты
Кв, Ми, Аб, лепидолит	Кв, топаз, протолитионит	Кв, топаз, ле- пидолит, Аб, амазонит	Аб, Кв, то- паз, лепидолит, амазонит	Кв, Ми, кле- веландит, ле- пидолит, то- паз, турмалин
Касситерит, то- паз, флюорит, ко- лумбит, пирохлор, монацит	Флюорит, касситерит, вольфрамит, сульфиды	Флюорит, касситерит, колумбит, плюмбопирохлор, монацит		Мо-анатит, бе- рилл, гранат, колумбит, мик- роклины, касси- терит, флюорит

гафния и понижение бария, стронция, циркония и редкоземельных элементов

товых щелочных гранитоидов

сальная

Редкометалльные

Арфведсонито- вые граниты	Экериты, ро- каллиты, ДК	Арфведсонито- вые пегматиты	Измененные эффузивы	Зоны оквар- цевания
Кв, микроклин- пертит, эгирин, арфведсонит	Кв, Ми, Аб, арфведсонит, эгирин, эльпи- дит, титано- силикаты	Кв, Ми, Аб, эгирин, арфведсо- нит, эльпидит, арм- стронгит, Ti-сили- каты, нептунит, астрофиллит	Кв, Ми, Аб, арфведсонит, эгирин	Кв, эгирин, полилитнионит
Эльпидит, сфен, монацит, синхизит, титаносиликаты, астрофиллит	Сфен, мона- цит, синхизит, армстронгит, нептунит, ти- таносиликаты	Сфен, монацит, синхизит, TR—Zr силикаты, TR— Nb-силикаты, ми- ларит, полилитни- онит и др.	Абукумалит, TR—Zr-сили- кат, монацит, TR-силикат, сульфиды	Гематит, хал- цедон, ванади- нит, пирмор- фит, миметезит

Резко повышенные содержания* циркония, гафния, редких земель и пови-
женные бария и стронция

Фации глубинности		Гип		
Наименование пород	Биотитовые граниты ГИФ	Жильные граниты	Жильные	
			Биотит-олигоклаз-ортоклазовые	Мусковит-олигоклаз-ортоклазовые
Породообразующие минералы	Кв, Ми, микроклин, плагиоклаз, биотит	Кв, Ми, Аб, мусковит, турмалин, биотит	Кв, ортоклаз, олигоклаз, биотит, мусковит	Кв, ортоклаз, олигоклаз, мусковит
Аксессуарные минералы	Магнетит, гранат, циркон, флюорит	Гранат, апатит, колумбит, пирит, циркон	Магнетит, гранат, циркон, монацит	Гранат, турмалин, колумбит, монацит, апатит
Геохимическая	Кларковые содержания редких элементов			

Примечание. Звездочкой отмечены содержания, повышенные по отношению к кларку

щелочные комендиты. В гипабиссальной фации гранитоидов литий-фтористого типа намечается следующий полный эволюционный ряд магматических пород: сидерофиллитовые аляскиты → микроклин-альбитовые граниты → амазонит-альбитовые граниты → альбит-лепидолитовые граниты [Коваленко и др., 1971]. В постмагматическую стадию в массивах гипабиссальной фации глубинности образовались кварц-лепидолитовые грейзены и следующие за ними альбититы. В качестве примера глубинной фации литий-фтористых гранитоидов представлены пегматитовые аналоги гранитов — топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты [Владыкин, Дорфман и др., 1974]. К гипабиссальной фации щелочных гранитов отнесены нередкометалльные лепидомелановые аляскиты и катофоритовые граниты Баян-Уланской группы массивов, нередкометалльные арфведсонитовые граниты главной фазы, жильные граниты и породы экерит-пегматитового дифференцированного комплекса Хан-Богдинского массива. Пегматиты глубинной фации щелочных гранитов в МНР не известны, а щелочно-гранитные пегматитовые тела Хан-Богдинского массива являются сингенетичными к самим гранитам и соответственно относятся также к гипабиссальной фации. Рибекитовые пегматиты — производные катофоритовых гранитов, а арфведсонитовые пегматиты — дифференциаты арфведсонитовых гранитов. Граниты и пегматиты В-Ве подтипа стандартного геохимического типа отнесены к гипабиссальной фации [Аптинин, 1977].

В графе породобразующих, второстепенных и аксессуарных минералов (см. табл. 64) порядок перечисления минералов произвольный.

ТИПОМОРФНЫЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Для главных типов нередкометалльных гранитоидов МНР выявлены типоморфные минеральные парагенезисы темноцветных породобразующих, второстепенных и аксессуарных минералов (см. табл. 64). Главная типоморфная ассоциация минералов для пород литий-фтористого типа всех фаций глубинности следующая: литиевая слюда + топаз + флюорит + монацит +

тип, бор-бериллиевый подтип

абиссальная

пегматиты		Постмагматические образования	
Мусковит-микроклин-альбитовые	Лепидолит-амазонит-альбитовые	Мусковит-турмалиновые грейзены	Кварц-турмалиновые жилы
Кв. Ми, Аб, мусковит	Кв, амазонит, Аб, лепидолит	Кв, мусковит, турмалин	Кв, турмалин
Турмалин, гранат, берилл, танталит, касситерит, гадолинит, монацит, ксенотим, апатит	Тсилазит, берилл, гранат, микролит, танталит, флюорит, касситерит, монацит, ксенотим, топаз	Флюорит, гранат, пирит, касситерит	Пирит, халькопирит, флюорит, касситерит
Повышенные * содержания тантала, ниобия, олова		Повышенные концентрации * олова	

в гранитах.

+ колумбит + касситерит. Присутствие топаза не характерно для граптоидов флюоритового подтипа. Внутри пород различных фаций глубинности отмечаются некоторые особенности в составе типоморфных парагенезисов. Так, в фации гипабиссальных гранитов в ранних аляскитах отсутствует касситерит и в значительных количествах встречается циркон и ильменит. В поздних альбит-лепидолитовых гранитах появляется шрохлор, а количество монацита и циркона становится незначительным (см. табл. 7). Наблюдаются некоторые различия в парагенезисах минералов между породами различных фаций глубинности. Так, в глубинных пегматитовых фациях гранитоидов литий-фтористого типа кроме ведущего минерального парагенезиса присутствуют в значительных количествах берилл и минералы бора, фосфора (турмалины и манганопатиты). Вероятно, эти особенности связаны с тем, что пегматитовые аналоги литий-фтористых гранитов кристаллизовались при более высоких давлениях и летучие компоненты в большей степени оставались в расплаве. Для постмагматических образований литий-фтористых граптоидов выдерживается тот же ведущий типоморфный парагенезис. В цвиттерах, образующихся при процессах кислотного выщелачивания гранитов, становится неустойчивым монацит. Его составные компоненты, видимо, выносятся в зоны фельдшпатитов (зоны осаждающих оснований), где и фиксируются в виде концентраций новообразованного монацита (см. табл. 7).

В породах В—Ве подтипа стандартного геохимического типа состав типоморфного парагенезиса минералов изменяется при переходе от ранних пород к более поздним. В гранитах главных фаз типоморфный парагенезис следующий: биотит + магнетит + гранат + циркон + флюорит, а в жильных гранитах вместо биотита или совместно с ним появляется мусковит, исчезает магнетит, появляется колумбит и турмалин. Такая же эволюция типоморфного парагенезиса и в пегматитах этих граптоидов при переходе от ранних образований к более поздним. Однако в пегматитах по сравнению с гранитами процессы дифференциации происходили интенсивнее, в связи с чем в наиболее поздних разновидностях пегматитов появляются лепидолит, берилл, касситерит, микролит, топаз. Эта разновидность пег-

матитов по своему ведущему парагенезису минералов приближается к пегматитовым аналогам литий-фтористых гранитов.

Типоморфные минеральные парагенезисы в агпаитовых щелочных гранитоидах резко отличаются от парагенезисов пород литий-фтористого типа. Для редкометалльных щелочных гранитоидов Хап-Богдинского массива главный типоморфный парагенезис: арфведсонит + эгирин + эльпидит + титаносиликаты + сфен + монацит + синхизит. В пегматитовых щелочных гранитах изученных массивов главный парагенезис иной: катофорит + эгирин + магнетит + ильменит + циркон.

В Хап-Богдинском районе ранние порции щелочногранитной магмы представлены комендитами. После некоторого перерыва внедрились граниты главной фазы и остаточные — жильные экериты и пегматиты. В этом ряду пород при переходе от комендитов с циркон + магнетитовым парагенезисом акцессорных минералов к гранитам происходит смена типоморфного парагенезиса на монацит + синхизит + эльпидит. Возможно, это указывает на длительность перерыва между этими породами. В более поздних жильных щелочных гранитах и пегматитах увеличивается содержание и количество видов редкометалльных минералов. Такие минералы, как эльпидит, армстронгит, титаносиликаты становятся породообразующими. В зонах постмагматического окварцевания щелочных гранитов редкометалльные минералы становятся неустойчивыми, их структуры разрушаются и замещаются в первую очередь кварцем. В постмагматическую стадию в щелочных гранитах, в пустотах пород появляются также низкотемпературные минералы: ванадинит, пироморфит, миметезит, которые обычно образуются в зонах гипергенеза рудных месторождений.

ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Для литий-фтористых гранитоидов типоморфными минералами являются литиевые слюды, топазы, литиевые турмалины, минералы колумбит-танталитового и пирохлор-микролитового рядов, касситериты (см. табл. 64). Значение перечисленных минералов в различных фациях и разновидностях этих гранитоидов не одинаково. Так, литиевые слюды и колумбиты являются «сквозными» или проходящими типоморфными минералами всех разновидностей литий-фтористых гранитоидов. У «сквозных» минералов в различных породах изменяются только типохимические свойства, о чем будет сказано подробнее. Касситерит встречен во всех дифференциатах литий-фтористых гранитов, кроме ранних аляскистов. Топаз образуется в топазовом подтипе литий-фтористых гранитоидов, для которых известен полный эволюционный ряд пород от аляскита до альбит-лепидолитового гранита. Учитывая, что наиболее поздние члены этого ряда рудоносны на тантал, ниобий, олово и другие элементы, по присутствию топаза в ранних аляскистах можно прогнозировать вероятность присутствия рудных образований. Типоморфны для самих рудных пород (альбит-лепидолитовых гранитов, лепидолитовых грейзенов, альбититов и пегматитов) минералы группы пирохлор — микролит. Для пегматитовых аналогов литий-фтористых гранитов типоморфными минералами, отличающими их от пород других фаций глубинности, являются турмалины, бериллы и манганатиты.

В породах В—Ве подтипа стандартного геохимического типа к типоморфным минералам отнесли мусковит, гранат, турмалин, колумбит. В поздних дифференциатах пегматитов (лепидолит-амазонит-альбитовых) уже представлены касситерит, микролит, берилл, тсилазит. Главное «минеральное» отличие пород этого подтипа от гранитоидов литий-фтористого типа — отсутствие в подавляющем большинстве их разновидностей литиевых минералов, топаза и постоянное присутствие гранатов.

В геохимическом типе щелочных гранитоидов в массивах катофори-

товых гранитов типоморфными минералами являются магнетит, ильменит и цирколит. В редкометальных арфведсонитовых гранитах типоморфными минералами становятся минералы сложного состава: арфведсониты, эльпидиты, водные титаносиликаты, астрофиллит, синхизит (см. табл. 64). В жильных гранитах и пегматитах дополнительно появляются армстронгит, нептунит, ниобиевые и редкоземельные силикаты, которые становятся породообразующими минералами. Причина появления в поздних породах этого типа большого количества редкометальных минералов — вероятно, общее увеличение концентраций редких элементов и летучих (особенно воды) в остаточной магме пород дифференцированного комплекса и пегматитов. Главное значение типоморфных минералов заключается в том, что они реперные для каждого геохимического типа и каждой разновидности пород в эволюционных рядах редкометальных гранитоидов, по ним можно проводить минералогическую типизацию гранитоидов.

ТИПОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ПРИЗНАКИ МИНЕРАЛОВ

Типохимические признаки и свойства проявляются в «сквозных» минералах, образовавшихся в различных геохимических типах пород и фиксируются в изменении химического состава минералов и концентрации в них редких элементов в зависимости от условий образования в различных типах пород и условий глубинности. Рассмотрим эти свойства минералов подробнее.

Слюды — распространенные минералы литий-фтористых гранитоидов и пород В—Ве подтипа. В щелочногранитном типе слюды встречаются только в ранних аляскитах и некоторых пегматитах. Химический состав слюд из пород этих геохимических типов резко различен. Так, слюды литий-фтористых гранитоидов по составу отвечают трем изоморфным рядам: сидерофиллит-лепидолитовому, мусковит-лепидолитовому и фенгит-мусковит-циннвальдитовому. В гранитоидах В—Ве подтипа образуются слюды истонит-сидерофиллитового ряда, фенгит-мусковиты и гораздо реже лепидолиты. В ранних аляскитах щелочногранитного типа кристаллизуются слюды анцит-сидерофиллитового и анцит-флогопитового ряда, а в редкометальных щелочногранитных пегматитах — полилитииониты.

Типохимические особенности слюд проявляются и в различных фациях глубинности и разновидностях внутри типов. Так, в онгонитах слюды отвечают фенгит-мусковит-циннвальдитовому ряду, в гипабиссальных гранитах в основном сидерофиллит-лепидолитовому (в двуслюдяных парагенезисах встречаются и слюды фенгит-мусковит-циннвальдитового ряда), в пегматитах — лепидолит-мусковитовому. В постмагматических двитерах кристаллизуются протолитииониты, в лепидолитовых грейзенах и альбититах — железистые лепидолиты. В гипабиссальных гранитоидах при переходе от ранних дифференциатов к поздним происходит изменение состава слюд — определенному члену эволюционного ряда соответствуют слюды определенного состава (см. табл. 10, рис. 21). Так, в ранних аляскитах состав слюд отвечает литиевым сидерофиллитам, в микроклин-альбитовых аляскитах — протолитиионитам, в амазонит-альбитовых аляскитах — протолитиионит-циннвальдитам и в альбит-лепидолитовых гранитах — железистым лепидолитам. Для геохимического типа щелочных гранитов установлены следующие особенности типохимизма слюд. В ранних аляскитах Баян-Уланского массива состава слюд отвечает анцитам сидерофиллит-анцитового ряда, а в аляскитах гранитов Чойренской группы — железистым флогопитам анцит-флогопитового ряда.

Турмалины. В литий-фтористых гранитах и пегматитах кристаллизуются турмалины шерль-эльбанитового ряда, а в гранитах и пегматитах В—Ве подтипа — магнезиальные шерлы и турмалины ряда магнезиальный

шерла — тепаанзита. Эволюция составов турмалинов в литий-фтористых пегматитах идет от состава алюминиевого шерла до состава альбаита. В турмалинах из пород В—Ве подтипа намечается две тенденции изменения составов турмалинов. Так, в Унчжувльских пегматитах они изменяются от магнелиального шерла до тепаанзита, что аналогично эволюции составов турмалинов в эндо- и экзоконтактовых породах литий-фтористых пегматитов. Отсюда предполагается значительное влияние вмещающих пород на процесс образования турмалинов Унчжувльских пегматитов [Владыкин, Антипин, 1976]. Другая тенденция наблюдается в породах Хадасанского массива и района горы Хуху-Ула. В данном случае состав турмалинов меняется от магнелиальных шерлов к железистым. Эта тенденция противоположна эволюции составов турмалинов в перудопосных гранитах и пегматитах стандартного геохимического типа (см. рис. 37). Этот факт можно использовать при разбраковке массивов пород стандартного геохимического типа по их рудоносности.

Гранаты. По составу гранаты относятся к изоморфному ряду альмандин — спессартин. При переходе от ранних дифференциатов гранитов к более поздним типам в составе гранатов идет увеличение марганцевой составляющей, вплоть до состава почти чистых спессартинов. В гранитах и пегматитах В — Ве подтипа при переходе от ранних пород к поздним в гранитах также идет увеличение марганцевой составляющей. Их составы изменяются от марганцевых альмандинов до железистых спессартинов. Эта эволюция составов гранатов противоположна эволюции составов гранатов в безрудных гранитах стандартного геохимического типа [Владыкин и др., 1972].

Бериллы. В пегматитах литий-фтористого типа и В — Ве подтипа бериллы по составу отвечают слабощелочным разновидностям и этим отличаются от нещелочных бериллов пород стандартного геохимического типа.

Топазы. По составу топазы литий-фтористых гранитоидов высокофтористы, что согласуется с данными по топазам других регионов [Коваль, 1975]. Колебания фтористости топазов литий-фтористых гранитоидов находится в пределах точности химического определения фтора, что ограничивает возможности применения их типохимических свойств. В составе топазов онгонитов фиксируется избыток кремния и дефицит алюминия.

Танталониобаты. Минералы группы колумбит — танталит в гранитах и пегматитах отвечают составам марганцевых танталосодержащих колумбитов с низким содержанием окиси титана (до 3%). В Унчжувльских пегматитах В — Ве подтипа образуются марганцевые танталиты с высоким (до 10%) содержанием окиси титана, что приближает их к титано-танталониобатам. Типохимические признаки проявляются и в минералах группы пироклора. Так, в альбит-лепидолитовых гранитах это плумбонироклоры, в литий-фтористых пегматитах — ниобиевые микролиты, а в пегматитах В—Ве подтипа — микролиты. Для пегматитов В—Ве подтипа (Унчжувльское поле) характерны танталониобаты с большим содержанием танталовой составляющей, чем для литий-фтористых пегматитов.

Амфиболы. Типохимические признаки амфиболов из различных щелочных пород МНР проявляются следующим образом. В безрудных щелочных массивах составы амфиболов гранитов соответствуют кальциевым катокоритам, а в их пегматитах приближаются к рибекитам. В редкометальных гранитах Хаи-Богдо в гранитах главной фазы амфиболы — арфведсонитового состава, а в пегматитах образуются арфведсониты, притом с избытком щелочей более 3 в группе катионов ($X + A$). Причина этого, вероятно, в более высокой щелочности пород редкометальных гранитов по сравнению с безрудными щелочными гранитами.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТИПОХИМИЗМА МИНЕРАЛОВ

Особую роль в геохимии минералов играет поведение редких элементов (микроэлементов) в типоморфных и «сквозных» минералах редкометалльных гранитов различных геохимических типов, в связи с чем важно выявление минералов-носителей и минералов-концентраторов редких элементов в рассматриваемых породах. Несомненно необходимость выявления минеральных форм нахождения полезных компонентов и возможность комплексного использования редкометалльных гранитоидов. В монографии приводятся средние содержания редких элементов в минералах различных геохимических типов редкометалльных гранитоидов. Формы вхождения редких элементов в минералы нами специально не изучались. Но, учитывая исследования В. В. Ляховича (1972, 1973), а также такие моменты, как закономерное распределение редких элементов между сосуществующими минералами, корреляционные связи некоторых редких элементов с содержанием макрокомпонентов минералов, частое отсутствие в породе в виде аксессуарных минералов собственных фаз этих редких элементов, мы считаем, что изученные редкие элементы в минералах связаны с составом самих минералов, а не с включениями других минеральных фаз, что они входят в минералы, вероятно, в изоморфной или эндокристной форме.

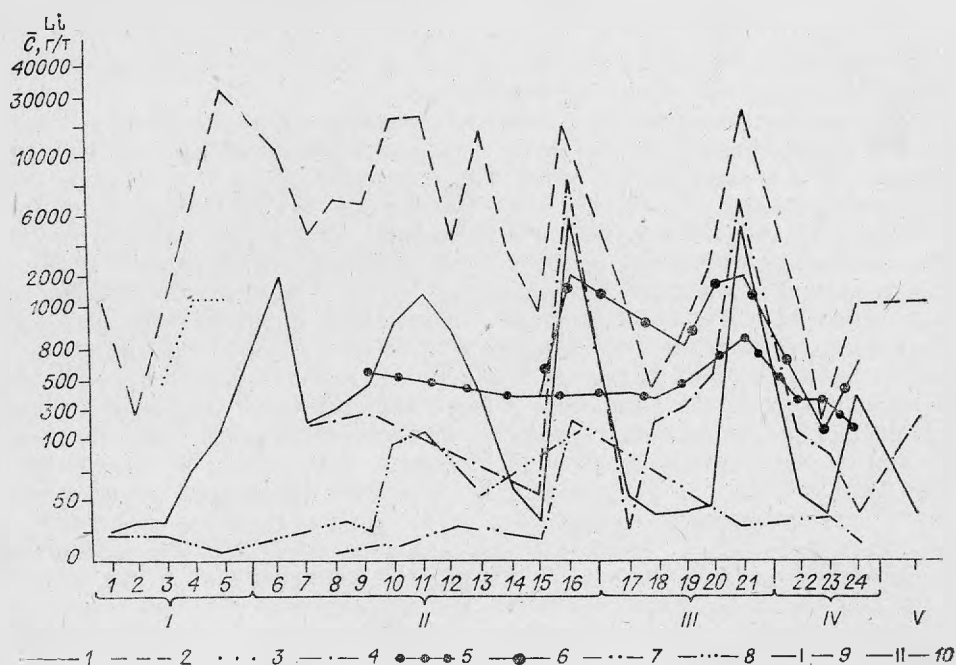


Рис. 73. Вариационные диаграммы концентраций лития в минералах из пород различных геохимических типов гранитоидов МНР.

Здесь и на рис. 74—76: 1 — породы, 2 — слюды, 3 — амфиболы, 4 — турмалины, 5 — гранаты, 6 — бериллы, 7 — топазы, 8 — КШН, 9 — цирконы, 10 — сферы; I — щелочные гранитоиды: 1 — аляскинты (Бали-Улаан), 2 — аляскинты (Чойрен), 3 — катофоритовые граниты, 4 — арфведсонитовые граниты, 5 — экериты и перматиты; II — литий-фтористые гранитоиды: 6 — оптоиты, 7 — аляскинты (ранние), 8 — микроклин-альбитовые граниты, 9 — амазонитовые граниты, 10 — альбит-лепидолитовые граниты, 11 — лепидолитовые грейзены, 12 — цвиттеры, 13 — альбититы, 14 — грейзенизированные граниты, 15 — мусковитовые грейзены, 16 — топаз-лепидолитовые перматиты; III — стандартные гранитоиды, В-Ве подтип: 17 — двуслюдные граниты, 18 — мусковитовые граниты, 19 — перматититы (Хуху-Ула), 20 — мусковитовые перматиты (УНЧ), 21 — лепидолитовые перматиты (УНЧ); IV — стандартные гранитоиды (нерудный подтип): 22 — биотитовые граниты, 23 — мусковитовые перматиты, 24 — мусковитовые грейзены; V — среднее по В. В. Ляховичу.

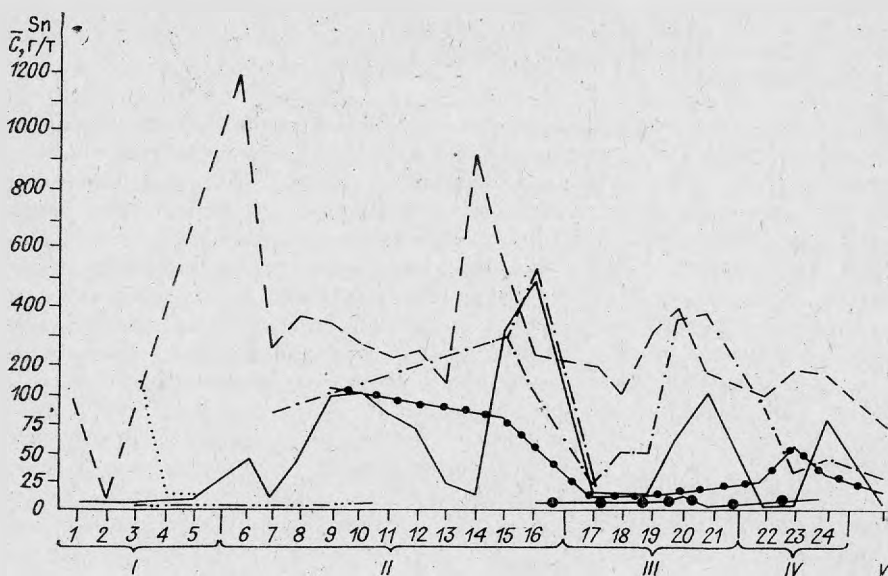


Рис. 74. Вариационные диаграммы концентраций олова в минералах из пород различных геохимических типов гранитоидов МНР.
Описание см. на рис. 73.

Рассмотрим поведение различных редких элементов в «проходящих» минералах редкоземельных гранитоидов.

Литий. Повышенные его содержания отмечаются в слюдах (рис. 73). Уровень концентраций лития в слюдах различен для разных пород. Самый высокий он в слюдах литий-фтористых гранитоидов, щелочных пегматитов и лепидолитовых пегматитов В — Ве подтипа. В породах литий-фтористого типа и В — Ве подтипа наблюдается увеличение концентраций лития в слюдах от ранних пород к более поздним, что отражает его поведение в самих породах. Концентрации лития в турмалинах близки к его концентрациям в самих породах. Значительное накопление лития в турмалинах характерно для лепидолитовых пегматитов, где возникают самостоятельные фазы литиевых турмалинов. Уровень концентраций его в бериллах пегматитов выше, чем в бериллах грейзенов. За исключением лепидолитовых пегматитов уровень концентраций лития в бериллах выше, чем в породах. Следовательно, бериллы, как слюды и турмалины, могут быть концентраторами лития. Для гранатов различных пород отмечается близкий уровень содержания лития, но ниже уровня концентраций лития в бериллах. Амфиболы значительно по сравнению с породой концентрируют литий. Однако общий уровень концентрации в них лития ниже, чем в слюдах. Однако низкие концентрации лития отмечаются в калиевых полевых шпатах и тоназах — ниже содержания лития в самих породах.

Олово. В слюдах наблюдаются самые высокие из изученных «сквозных» минералов концентрации олова, которые в 5 раз и более выше содержания олова в самих породах (рис. 74). Резкие максимумы концентраций олова наблюдаются в слюдах онгонитов и грейзенизированных гранитов. В слюдах литий-фтористых гранитов наблюдается постепенное снижение содержания олова к более поздним породам. Вероятно, это связано с увеличением в последовательных фазах литий-фтористых гранитов количества и роли собственной фазы олова — касситерита. В турмалинах уровень концентраций олова несколько ниже, чем в слюдах. В паре турмалинов шерл — эльбаит в последнем концентрации олова вы-

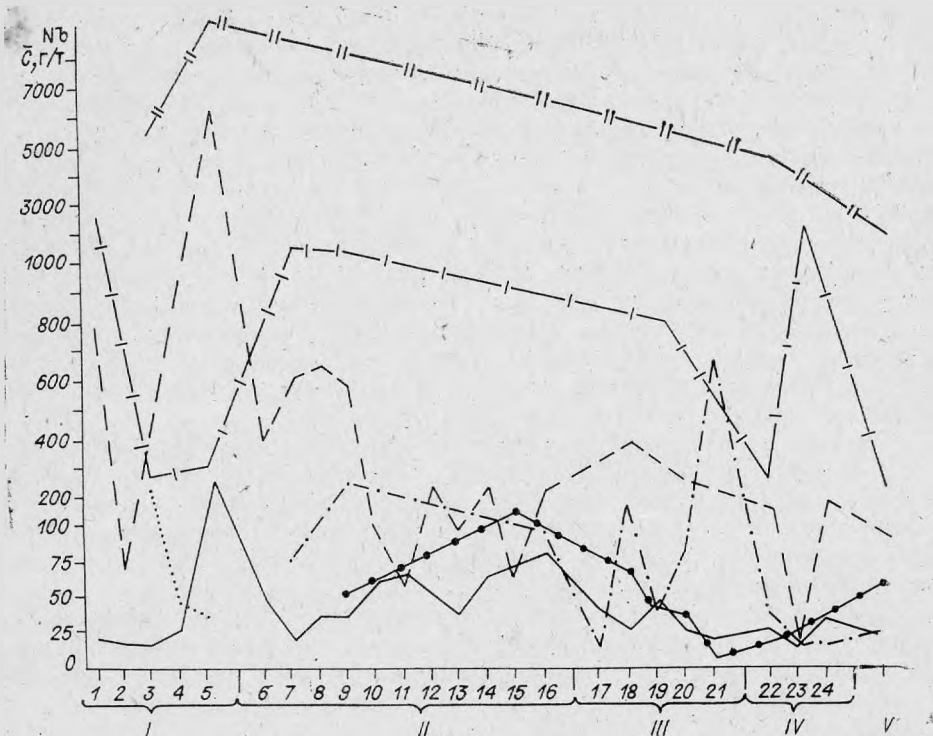


Рис. 75. Вариационные диаграммы концентраций ниобия в минералах из пород различных геохимических типов гранитоидов МНР.
Описание см. на рис. 73.

ше. В В—Ве подтипе происходит увеличение концентраций олова в слюдах более поздних пород. В амфиболах при переходе от безрудных катифоритовых гранитов к редкометальным арфведсонитовым гранитам уровень содержания олова резко падает. Наименьшие содержания его отмечаются в калиевых полевых шпатах и бериллах всех изученных пород.

Ниобий. Из «проходящих» минералов наивысшие содержания ниобия (рис. 75) фиксируются в сфенах, и в первую очередь в сфенах редкометальных пегматитов, где его в 2 раза больше, чем в сфенах безрудных пород. В цирконах литий-фтористых гранитов уровень концентрации ниобия

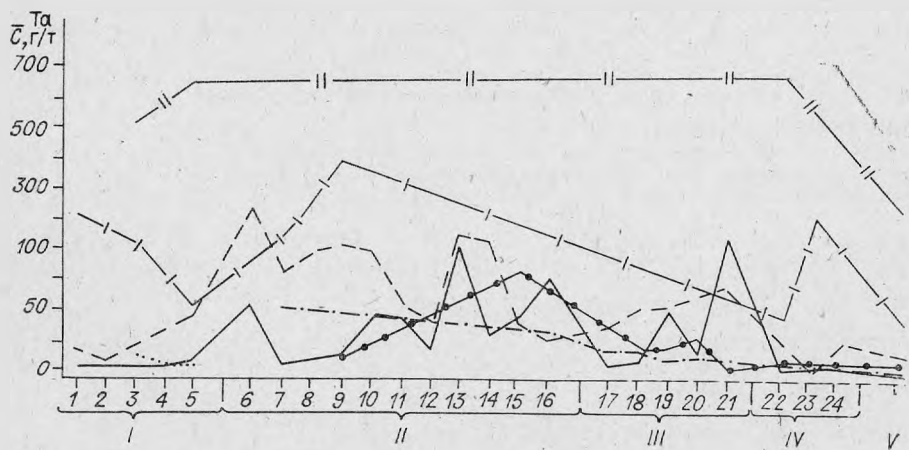


Рис. 76. Вариационные диаграммы концентраций тантала в минералах из пород различных геохимических типов гранитоидов МНР.
Описание см. на рис. 73.

в 5 раз выше, чем в цирконах щелочных гранитов, он близок содержанию ниобия в цирконах щелочных аляскитов с биотитом и пегматитов стандартного геохимического типа. В слюдах наивысшие концентрации ниобия отмечаются в полилитниопитах из щелочногранитных пегматитов. В литий-фтористых гранитоидах при близких содержаниях ниобия в породах в железистых слюдах из амазопит-альбитовых гранитов концентрации ниобия выше, чем в лепидолитах из альбит-лепидолитовых гранитов и литий-фтористых пегматитов. В амфиболах при переходе от редкометалльных катофоритовых гранитов к редкометалльным арфведсопитовым разностям содержание ниобия падает в 4 раза. В гранатах концентрации ниобия, как правило, ниже, чем в сфенах и турмалинах. В турмалинах из литий-фтористых гранитов и В—Ве пегматитов при переходе от ранних пород к поздним концентрации ниобия возрастают в отличие от турмалинов нерудоносных стандартов гранитов, где наблюдается обратная тенденция поведения ниобия.

Тантал. Распределение тантала по минералам в редкометалльных гранитах (рис. 76) близко отмеченному распределению в них ниобия. Обращают на себя внимание низкие концентрации тантала в турмалинах и амфиболах, часто ниже, чем в самих гранитах. Спектр концентрации тантала для слюд во многом повторяет этот спектр в самих породах, только на более высоком уровне концентраций.

В качестве обобщения данных по геохимической роли минералов в редкометалльных гранитоидах приводятся ряды минералов-концентраторов редких элементов в гранитоидах различных геохимических типов:

Концентраторы лития

1. Литий-фтористые граниты: Сл > Гр > Тур > КПШ > Топ
2. Литий-фтористые пегматиты: Сл > Тур > Бер > Гр > Топ > Ар > Пл > КПШ
3. Арфведсопитовые граниты: Астр > Арф > Эр > КПШ
4. Арфведсопитовые пегматиты: Полил > Непт > Ti-сил > Эр > Астр > КПШ > Арм > Эльп

Концентраторы рубидия

1. Литий-фтористые граниты: Сл > КПШ > Тур > Гр > Топ
2. Литий-фтористые пегматиты: Сл > КПШ > Бер-Пл-Топ > Тур > Ар > Гр
3. Арфведсопитовые граниты: Астр > КПШ > Арф > Эр
4. Арфведсопитовые пегматиты: Астр > КПШ > Непт > Ti-сил > Эльп > Эр > Арм

Концентраторы олова

1. Литий-фтористые граниты: SnO₂ > Сл > Тур > Гр
2. Литий-фтористые пегматиты: SnO₂ > Sn-тапталит > микролит > колумбит > Сл > Тур > КПШ > Пл > Бер > Топ

Концентраторы редкоземельных элементов и иттрия

1. Литий-фтористые граниты: Мон > Цир > Гр > Тур
2. Литий-фтористые пегматиты: Мон-Ксен > Цир > Гр > Тур
3. Щелочные Са-катофоритовые граниты: Цир > Сф > Амф > Ильм
4. Арфведсопитовые граниты: Мон > Синх > Сф > Арм > Астр > Эльм > Ti-сил > Арф
5. Арфведсопитовые пегматиты: Мон > Синх > Аб > Ti-сил > TR-Zr м-л > Сф > Цир > Эльп > Ti-сил > Nb-сил > Непт > Арф

Концентраторы ниобия

1. Литий-фтористые граниты: колумбит > пирохлор > Цир > Сл > Мт > Тур > Гр
2. Литий-фтористые пегматиты: колумбит > пирохлор > Цир > SnO₂ > Туч > Сл > Гр
3. Са-катофоритовые граниты: Сф > Ильм > Мт > Цир > Амф
4. Арфведсопитовые граниты: Сф > Арм > Арф > Цир > Эльп > Эр
5. Арфведсопитовые пегматиты: Nb-сил > Сф > Рут > TR-Zr м-л > Цир > Арм > Арф > Эльп > Эр
6. Стандартные граниты: Ильм > Сф > Цир > Мт > Гр > Тур > Сл

Концентраторы тантала

1. Литий-фтористые граниты: колумбит-пироклор > Цир > Сл
2. Литий-фтористые пегматиты: микролит > колумбит > SnO₂ > Цир > Тур > Гр
3. Са-катофоритовые граниты: Ильм > Сф > Цир > Амф > Эг
4. Арфведсонитовые граниты: Сф > Цир > Арм > Элып > Арф > Эг
5. Арфведсонитовые пегматиты: Сф > Рут > TR — Zr м-л > Цир > Элып > Афр > Эг
6. Стандартные граниты: Ильм > Сф > Цир > Сл

Из приведенного видно, что концентраторами редких элементов для различных типов редкометалльных гранитоидов выступают различные минералы. Часто главными концентраторами редких элементов являются сами типоморфные минералы или минералы, входящие в типоморфный парагенезис определенного типа гранитоидов. Так, для литий-фтористых гранитоидов это танталониобаты, касситерит, монацит, слюды, а для щелочных гранитоидов — астрониллит, силикаты ниобия, титана, РЗЭ, эльпидит и др. Внутри геохимических типов в породах различных фаций глубинности наблюдаются некоторые изменения в рядах концентраторов редких элементов.

На рис. 77 представлены данные по распределению КК редких элементов в слюдах из различных пород литий-фтористого типа. Для лития наиболее высокие значения КК отмечаются в слюдах микроклин-альбитовых, альбит-лепидолитовых и грейзенизированных гранитов. Но даже минимальные значения их для лития выше, чем большинство максимумов других редких элементов. Это подтверждает факт, что слюды — главные концентраторы лития в редкометалльных гранитах. Для таких элементов, как олово, ниобий, тантал, высокие КК наблюдаются в ранних аляскитах, и к поздним породам (и пегматитам) значение КК закономерно падает.

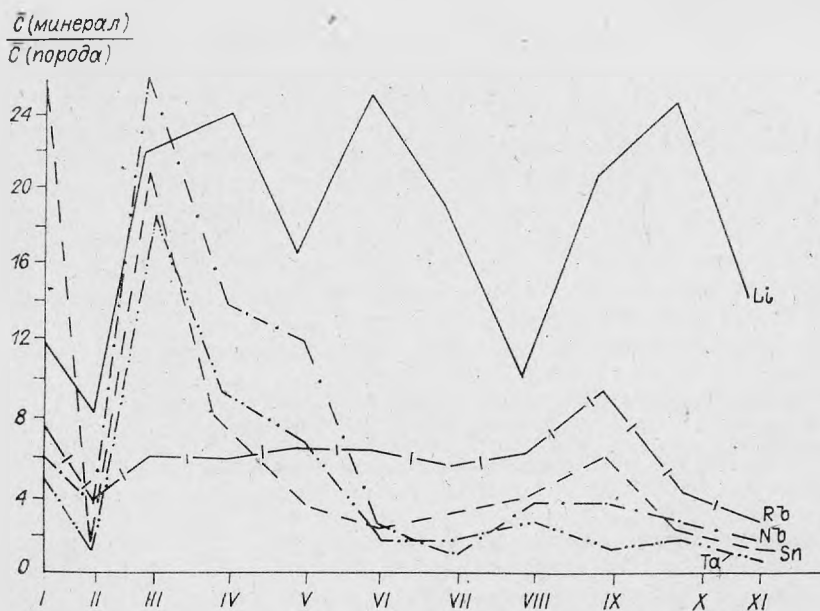


Рис. 77. Изменения величины коэффициента концентрации лития, рубидия, ниобия, тантала и олова в слюдах эволюционного ряда литий-фтористых гранитоидов.

I — онгониты, II — литий-фтористые пегматиты, III — аляскиты (ранние), IV — микроклин-альбитовые граниты, V — амазонит-альбитовые граниты, VI — альбит-лепидолитовые граниты, VII — кварц-лепидолитовые грейзены, VIII — цвиттеры, IX — альбиты, X — грейзенизированные граниты, XI — мусковитовые грейзены.



Рис. 78. Степень концентрации редких элементов в редкометалльных гранитах и пегматитах (определяется как десятичный логарифм отношения концентрации элемента в породе к кларку в гранитах) и минералы-носители редких элементов в этих породах.

Это падение КК в слюдах может быть связано с увеличением доли собственных фаз этих элементов касситерита и танталониобатов в породе. Для рубидия, не концентрирующегося в собственной минеральной фазе, наблюдаются довольно выдержанные значения КК в слюдах с максимумом в альбититах.

На рис. 78 сопоставляются геохимические особенности редкометалльных литий-фтористых и щелочных гранитоидов и показаны минералы-носители редких элементов в этих породах, т. е. отражена минеральная сущность геохимической специфики редкометалльных гранитоидов. При близких концентрациях редких элементов в этих двух геохимически про-

тивоположных типах редкометальных гранитоидов носителями редких элементов являются разные минералы, притом эти минералы-носители совпадают с выделенными типоморфными минералами для редкометальных типов гранитоидов или входят в главный типоморфный парагенезис. Так, например, в литий-фтористом типе носителями циркония и ниобия являются циркон, колумбит и пирохлор, которые одновременно и типоморфные минералы этих пород. В щелочном типе носителями циркония и ниобия являются эльпидит, армстронгит и ниобиевые силикаты, также типоморфные минералы щелочных гранитоидов.

ГЛАВА

6

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Из-за сложности однозначной интерпретации геологических и петрографических данных способ образования редкометальных гранитоидов и слагающих их минералов до сих пор остается спорным. Одни исследователи предполагают метасоматическую модель образования редкометальных гранитоидов [Беус и др., 1962; Минеев, 1968; Коваль, 1975; и др.], другие — преимущественно магматическую [Аристов и др., 1956; Коваленко и др., 1971; Коваленко, 1977]. Имеются и промежуточные модели [Гинзбург, 1972; Кузьменко, 1978]. Мы остановимся на трех генетических вопросах этой проблемы: 1) возможности магматического происхождения минералов; 2) вероятных причинах их кристаллизации из расплава; 3) условиях стабильности цирконосиликатов как характерных и недостаточно изученных минералов щелочных гранитов.

На основе геологических, петрологических, геохимических и экспериментальных данных В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, автора этой монографии и других обоснована магматическая гипотеза образования редкометальных гранитов и разработана онгонитовая модель образования литий-фтористых гранитов [Коваленко и др., 1971; В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, 1976; Коваленко, 1977]. Было показано, что «главные разновидности редкометальных гранитоидов могли образовываться из специфических магм. Литий-фтористые граниты формируются в условиях прогрессивного подкисления магм, а щелочные граниты — в условиях повышения щелочности расплавов. Послемагматическими процессами в литий-фтористых гранитах являются грейзенизация и фельшпатизация, а в щелочных гранитах — окварцевание. Образование расплавов редкометальных литий-фтористых гранитов осуществлялось в два этапа:

- 1) образование насыщенной фтором аляскитовой магмы за счет накопления фтора в остаточном расплаве обычной гранитной магмы;
- 2) формирование зональной магматической камеры с наиболее богатой фтором и редкими элементами онгонитовыми расплавами в апикальной части камеры [Коваленко, 1977].

Образованию магм редкометальных щелочных гранитов способствует прогрессивное накопление щелочей в остаточных агпаитовых расплавах и накопление этих расплавов в апикальных частях магматических камер. Формирование агпаитовых гранитных расплавов может осуществляться при дифференциации как гранитной, так и трахибазальтовой материнских магм. Появлению редкометальных магм благоприятна глубокая дифференциация исходных магм [Коваленко, 1977].

Как было показано выше, главными концентраторами редких элементов — тантала, ниобия, циркония, гафния, олова, РЗЭ, иттрия и других — являются акцессорные и некоторые второстепенные минералы, в связи с чем важно выяснение места, времени и способа кристаллизации этих минералов и выявление химических и геохимических условий, необходимых для кристаллизации главных парагенезисов редкометалльных минералов.

ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Обобщенные схемы минералообразования в породах различных фаций глубинности (субвулканические онгопитах, гипабиссальных гранитоидах и глубинных пегматитах) представлены на рис. 6.

В онгопитах Онгон-Хайрхаусского массива образование минералов происходило в два этапа: магматический этап, когда образовывались минералы-вкрапленники и минералы основной массы онгоцитов, и постмагматический этап, когда по минералам онгоцитов в процессе грейзенизации развивались другие минералы. При изучении онгоцитов было выяснено, что минералами-вкрапленниками в них, кроме кварца, альбита, микроклина и слюды, являются акцессорные топаз (см. рис. 5), гранат, касситерит и колумбит. Колумбит в гранитах и онгопитах всегда образует очень мелкие (менее 0,1 мм) выделения, поэтому часто трудно определить, был ли он вкрапленником или же кристаллизовался в основной массе онгоцитов. Однако наличие мелких включений колумбита во вкрапленниках топаза и граната свидетельствует о ранней кристаллизации части колумбитов. Моноцит и циркон встречаются в онгопитах в виде очень мелких выделений, и поэтому также трудно установить, являются ли они минералами-вкрапленниками. Некоторыми исследователями [Ляхович, 1973] во вкрапленниках анортоклаза из липаритов было обнаружено большое количество мелких акцессорных минералов, таких как моноцит, ксенотим, сфен, ортит, флюорит, торит, галенит, циркон, апатит, гранат, магнетит, ильменит и др. Этот факт свидетельствует о раннемагматическом происхождении перечисленных минералов, несмотря на то, что они не образуют самостоятельных крупных выделений — вкрапленников. Многие из этих минералов кристаллизовались в дальнейшем и в основной массе липаритов. В минералах-вкрапленниках топаза из онгоцитов В. Б. Наумовым обнаружены расплавные включения [Наумов и др., 1971, 1977], что является непосредственным подтверждением кристаллизации топазов из онгоцитовых расплавов. А поскольку касситерит и колумбит — включения в топазе, то они тоже кристаллизовались из расплава.

В последние годы кроме субвулканических онгоцитовых даек в Гоби (МНР) обнаружены эффузивные покровы онгоцитов [Коваленко и др., 1979].

В массивах литий-фтористых гранитоидов к магматическому этапу минералообразования отнесены минералы, образующиеся в гранитах и не имеющие признаков наложенного послемагматического генезиса. Многие минералы встречены во всех фациальных разновидностях гранитов (рис. 79). Ильменит, магнетит и ксенотим образуются только в ранних аляскитах. В более поздних породах появляются такие минералы, как касситерит, колумбит, пироклор и др. Учитывая приуроченность многих акцессорных минералов к выделению слюды или между зерен более идиоморфных зерен кварца и полевого шпата, наверное, можно говорить о позднемагматической кристаллизации многих акцессорных минералов, которая проходила, вероятно, из остаточного от кристаллизации породообразующих минералов расплава. В топазах и флюоритах из литий-фтористых гранитов различных массивов В. Б. Наумовым [Наумов и др., 1976,

Минерал	П о р о д а										
	Аляски́ты (ранние)	Микроклин - альбито - вые граниты	Амазонит - альбито - вые граниты	Альбит - лепидолито - вые граниты	Лепидолитовые грейзены	Цвиттеры	Альбититы	Фельдшпатиты	Грейзенизированные граниты	Мусковитовые грейзены	Турмалиниты
	Магматический этап					Постмагматический этап					
Кварц	—————										
Микроклин	—————										
Альбит	—————										
Слюда	—————										
Гранат	—————										
Турмалин	—————										
Топаз	—————										
Берилл	—————										
Флюорит	—————										
Магнетит	- - - - -										
Циркон	- - - - -										
Ильменит	- - - - -										
Монацит	—————										
Колумбит	- - - - -										
Пирохлор	—————										
Касситерит	—————										
Ксенотим	—————										
Рутил	—————										
Сульфиды	- - - - -										

Рис. 79. Обобщенная схема минералообразования в гранитоидах литий-фтористого типа.

1977] обнаружены включения расплава, что подтверждает выдвинутое выше предположение о кристаллизации акцессорных минералов из магматического расплава.

Для всех пород послемагматического этапа характерны как геологические признаки метасоматических образований, в том числе четко выраженная метасоматическая зональность с тенденцией к мономинеральности [Коваленко и др., 1971], так и минералогические признаки — поздний, наложенный характер образования минералов и явления замещения минералов ранних пород.

В постмагматический этап в массивах литий-фтористых гранитоидов происходила кристаллизация минералов в лепидолитовых, мусковитовых грейзенах, цвиттерах, альбититах, фельдшпатитах и турмалинитах.

Литий-фтористые пегматиты. Схема минералообразования в пегматитах Хух-Дель-Улы приведена на рис. 80. По геологическим и минерало-

Группы пегматитов	Первая				Вторая				Третья и четвертая		
	Собственно магматический	Автоматасоматический		Собственно магматический	Автоматасоматический		Собственно магматический	Автоматасоматический			
		Альбитизация	Онкозитизация		Альбитизация	Онкозитизация		Грейзенизация	Альбитизация		
Этапы кристаллизации											
Кварц	—			—			—				
Микроклин	—			—			—				
Плагиоклаз	—			—			—				
Топаз	—			—			—				
Лепидолит (зел.)	—			—			—				
Лепидолит (роз.)	—			—			—				
Лепидолит (бел.)	—			—			—				
Мусковит	—			—			—				
Берилл	—			—			—				
Турмалин	—			—			—				
Апатит	—			—			—				
Гранат	—			—			—				
Касситерит	—			—			—				
Колумбит	—			—			—				
Пироксенол	—			—			—				
Циркон	—			—			—				
Молибденит	—			—			—				
Торит	—			—			—				
Халькопирит	—			—			—				
Пирит	—			—			—				
Золото	—			—			—				
Флюорит	—			—			—				

гическим признакам выделены магматический и автоматасоматический этапы [Владыкин, Дорфман и др., 1974]. В этих пегматитах очень распространены графические сростания минералов. Они характерны для таких пар минералов, как кварц — топаз, кварц — лепидолит, кварц — клевеландит (альбит). Многими исследователями графические сростания трактуются как эвтектическая кристаллизация из расплава. Отсутствие замещений одних минералов другими, наличие графических структур и близость состава этих пегматитов к гранитной эвтектике в системе гранит — H_2O — HF указывает на возможность кристаллизации минералов литий-фтористых пегматитов (магматического этапа) так же, как в онгонитах из расплава. В топазах пегматитов также обнаружены включения расплавов [Наумов и др., 1977].

На наш взгляд, для генезиса литий-фтористых пегматитов более обоснована магматическая гипотеза А. Е. Ферсмана, модернизированная в США [Jahns, Burnham, 1969]. Она принимается нами в отношении наиболее ранних ведущих минеральных парагенезисов пегматитов (см. рис. 80). Однако это не исключает признания проявлений в них поздних метасоматических процессов: грейзенизации, альбитизации, онкозитизации. В качестве дополнительных данных мы рассматриваем возможность сравнения пегматитов с онгонитами. Сходство химического и минерального составов дает веское основание для такой параллелизации. Сам факт присутствия онгонитов указывает на наличие в природе расплавов, по составу весьма близких к рассмотренным пегматитам. Об этом свидетельствует факт независимости состава пегматитов от состава вмещающих пород, инъекционная природа пегматитов и отсутствие в них ре-

Пятая				
метатический		Собственно магматический	Автома- тастический	
Кварц- мусковитов. кам.	Онок- цин- за- ция		Онок- цин- за- ция	Флю- ори- лиза- ция
		Кл		
		Эл	Инд	

Рис. 80. Схема минералообразования в пегматитах Хух-Дель-Улы.

ликтов более ранних интрузивных (инъекционных) пород, по которым могли бы метасоматически развиваться ранние парагенезисы пегматитов.

Рассматривая эволюцию пегматитов и их минеральные парагенезисы, отметим специфику выделения последних именно в пегматитах. В силу крупно-, а нередко грубозернистости и неравномерной текстуры пегматитов, площади пород, которые должны рассматриваться при парагенетическом анализе пегматитов, несоизмеримо обширнее, чем для обычных интрузивных пород. И хотя, например, парагенезис блоковых микроклина и кварца, крупнозернистых лепидолита и топаза, относительно более мелкозернистого клевеландита идентичен парагенезису вкрапленников онгонитов не только по составу, но и по относительной характеристике размеров перечисленных минералов [Коваленко и др., 1971], иногда возникает тенденция перевести более мелкозернистый клевеландит в позднюю стадию по сравнению с блоковыми минералами. Объяснить такую неравномерность пегматитов, характерную, хотя и в меньшей степени, для редкометаллических гранитов и онгонитов, можно, по-видимо-

му, одним — разными скоростями одновременного роста различных минералов [Jahns, Burnham, 1969; Коваленко и др., 1971].

Рассмотрим кратко минеральные парагенезисы литий-фтористых пегматитов Хух-Дель-Улы. Как уже говорилось, главной геохимической чертой этих пегматитов можно считать их обогащенность литием и фтором, что имеет свое минералогическое выражение в появлении литиевых минералов и минеральных разновидностей очень часто с топазом. Исходная обогащенность пегматитового расплава литием и фтором преопределила и большинство его геохимических и минералогических особенностей. Такой расплав должен быть низкоплавким в такой степени, что его солидус пересекает субсолидус щелочных полевых шпатов, и в равновесии с расплавом оказываются микроклин и альбит. Низкоплавкий (остаточный) его характер объясняет обогащенность пегматитов многими редкими элементами, особенно геохимически тесно связанными с фтором. Наиболее ранние минеральные парагенезисы пегматитов могут быть четко разделены на две группы: без турмалина, с турмалином. Бестурмалиновые парагенезисы пегматитов практически аналогичны таковым для редкометаллических литий-фтористых гранитов с учетом, конечно, меньшей железистости последних [Коваленко и др., 1971]. В отличие от сподуменовых пегматитов лепидолит-топазовые сформировались при более высоком значении химического потенциала фтора. В этих условиях неустойчив мусковит, который при повышении активности фтора разлагается на калиевый полевой шпат и топаз. Повышенная активность фтора при их формировании объясняет и расширенное поле кристаллизации кварца, что

выражается в относительной обедненности их эвтектических составов кремнеземом. В процессе кристаллизации пегматитового расплава, по-видимому, происходило некоторое понижение активности лития, в связи с чем розовый лепидолит обрастал белым, содержащим меньшие количества лития, но до мусковитовых парагенезисов здесь дело не дошло. К этому моменту приурочено концентрированное выпадение берилла. Вероятно, в парагенезисах со сподуменом (возможно, петалитом) количество лепидолита есть функция химического потенциала фтора, а в парагенезисах с топазом — функция химического потенциала лития. Химический потенциал фтора определяет количество исходного содержания в расплаве.

Несколько иными представляются парагенезисы турмалинсодержащих пегматитов. Появление турмалина связано с повышенной концентрацией бора в пегматитах. В данном случае минеральные парагенезисы определял не химический потенциал бора, заданный внешней средой, а его масса. Поведение бора в рассматриваемых пегматитах соответствует поведению вполне подвижного компонента [Коржинский, 1957]. Если бы бор был инертным компонентом, то наличие его в системе добавляло бы просто лишней минерал к парагенезису. Но в пегматитах Хух-Дель-Улы турмалин появляется не в качестве дополнительного минерала, а вместо топаза. То есть количество фаз в минеральном парагенезисе не возрастает и в присутствии бора, что указывает на его вполне подвижное поведение. В связи с этим считается, что турмалинсодержащие пегматиты образовались при заданной внешней среде, но относительно высокой активности бора.

Диаграмма состав — парагенезис турмалинсодержащих пегматитов (рис. 81) отражает основные закономерности составов их минеральных парагенезисов [Владыкин, Дорфман и др., 1974]. В условиях повышенной активности бора становятся неустойчивы слюды состава цинцивальдит — криофиллит, которые замещаются парагенезисом шерла с калиевым полевым шпатом. Здесь неустойчив топаз, который вместе с частью альбита и, возможно, лепидолита замещается парагенезисом эльбаита с кварцем. Диаграмма объясняет редкость калиевого полевого шпата в парагенезисе с эльбаитом. Полевой шпат устойчив только в ассоциации с шерлом и мусковитом при малой активности лития. С повышением активности лития, по-видимому, все более обогащенный литием мусковит, а затем и лепидолит влияют на равновесие с турмалином, обогащенным литием, — образуется эльбаит. С железистым эльбаитом возможна ассоциация лепидолита с мусковитом. Чистый эльбаит устойчив преимущественно с лепидолитом, альбитом и кварцем [Владыкин и др., 1974].

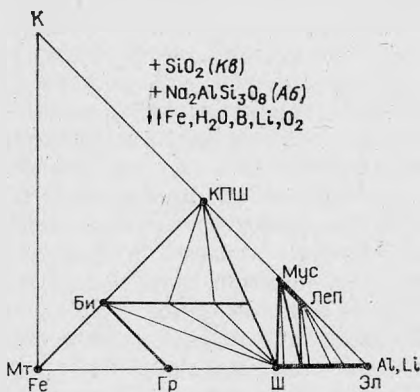


Рис. 81. Диаграмма состав — парагенезис для турмалинсодержащих литий-фтористых пегматитов.

К автометасоматическому этапу образования минералов в литий-фтористых пегматитах отнесены грейзенизация, альбитизация, кварц-мусковитовый комплекс и опкозинизация. В этих породах наблюдаются все признаки метасоматического образования, перечисленные выше. Положение процесса грейзенизации до альбитизации не характерно для редкометалльных пегматитов других типов [Гордиенко, 1970]. Однако в литий-фтористых пегматитах Хух-Дель-Улы [Владыкин, Дорфман и др., 1974] наблюдаются четкие сечения зон кварц-лепидолитовых грейзенов альбититами. Эти грейзены можно параллелизовать с доальбититовыми кварц-лепидолитовыми грейзенами по

Результаты исследований включений в топазах

Порода	Массив	Состав включений при 20 °С	Гомогенизация	
			T, °С	Агрегатное состояние
Онгопиты	Онгон-Хайрхан	с, г	1020—920	р
	Ара-Булак	с, г, к	930—580	р
Амазонитовые граниты	Югодзырь	к, г	650—600	р
Амазонитовые пегматиты	Багагазрын	к, г	720—640	р
То же	»	ж, г, к	382—365	ж, г
Цвиттеры	»	ж, г, к	411—371	ж, г
Кварц-лепидололитовый грейзеп	Жаңчивлан	ж, г	374, 356	ж
Кварц-касситеритовые жилы	Багагазрын	ж, г, к	382—332	ж, г
Кварц-вольфрамитовые жилы	Югодзырь	ж, г	380—350	ж
Кварц-касситеритовые жилы	Модото	ж, г, уг	322—277	ж

Примечание. г — газ, ж — жидкость, к — кристалл, с — стекло, уг — углекислота, р — расплав. Температуры гомогенизации определены В. Б. Наумовым (ГЕОХИ, Москва).

альбит-лепидололитовым гранитам Жаңчивлапского массива [Коваленко и др., 1971]. Вероятно, подобные образования характерны только для литий-фтористого типа пегматитов. Процессы грейзенизации, которые проходят после процесса альбитизации, в этих пегматитах выражаются в образовании кварц-мусковитового комплекса и онкозинизации.

Температуры образования литий-фтористых гранитоидов. Как показали исследования включений в топазах (табл. 65), наблюдается непрерывный температурный ряд их образования: онгопиты (1020—580°С), литий-фтористые граниты и пегматиты (720—600°С), цвиттеры и грейзены (411—350°С) и кварцевые жилы (380—270°С). Включения из онгопитов, гранитов и пегматитов гомогенизируются в расплав. Полученные температуры не противоречат области температур солидуса онгопитов, полученных экспериментально — 575°С [Коваленко, 1976].

Для дополнительной оценки температур образования некоторых минералов редкометаллических гранитоидов литий-фтористого подтипа мы попытались использовать соотношения железа и марганца в сосуществующих гранатах и турмалинах (рис. 82). Градуировка этого графика проводилась по другим геотермометрам: гранат-биотитовому [Шерчук, 1970] и плагиноклаз-мусковитовому [Милькевич и др., 1972]. Температуры образования гранатов и турмалинов из гранитов и пегматитов по этому геотермометру варьируют от 600 до 450°С. Наиболее высокотемпературные гранаты и турмалины зон гранитизации, при меньших температурах образовались минералы гранитов и пегматитов стандартного геохимического типа и наиболее низ-

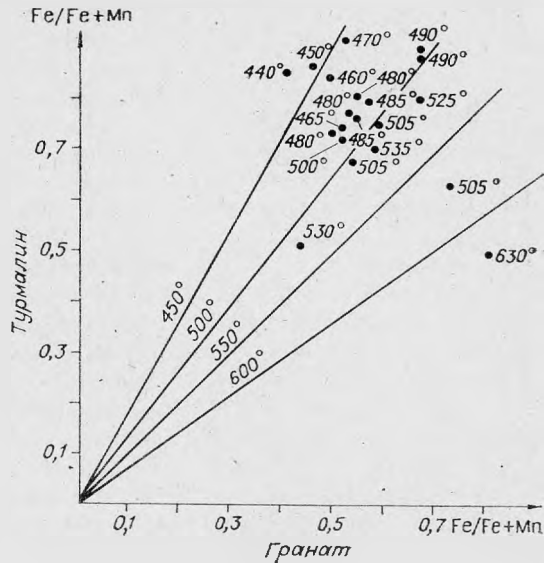


Рис. 82. Зависимость между железистостью турмалинов и гранатов и их температурой образования.

Средние значения некоторых минералов (%) в балансе редких элементов в эволюционном ряду литий-фтористых гранитоидов

Порода	Ниобий						Таитал						Олово			Zr		Hf	TR+Y	
	Слюда	Колумбит	Пироклор	Циркон	Ильменит	Сумма	Слюда	Колумбит	Пироклор	Циркон	Ильменит	Сумма	Слюда	Микро- клин	Кассите- рит	Слюда	Циркон			Слюда
Ранние аляскиты	81	4	—	0,4	0,4	95	44	35	—	0,6	25	104	83	0,5	—	8	98	14	66	0,2
Микроклин-альбитовые граниты	38	74	—	0,1	—	112	12	75	—	0,05	—	87	26	0,6	60	7	77	16	70	0,4
Амазонит-альбитовые граниты	34	66	—	0,1	—	101	9	78	—	0,05	—	87	11	0,6	97	12	86	13	50	1,1
Альбит-лепидолитовые граниты	8	80	27	0,0	—	115	7	65	27	0,05	—	99	11	0,3	71	7	85	7	87	—
Лепидолитовые грейзены	1	51	65	—	—	117	4	52	55	—	—	111	7	0,2	90	7	19	8	41	—

котемпературные минералы редкометалльных пегматитов литий-фтористого подтипа. Учитывая то, что для некоторых типично магматических жильных гранитов по этому геотермометру температуры образования отвечают 500°C, мы считаем, что гранат-турмалиновому геотермометру температура несколько занижена (~100°) и необходимо скорректировать их по определению непосредственных температур гомогенизации включений.

О близких температурах образования сосуществующих мусковитов, турмалинов, гранатов и лепидолитов свидетельствуют линейные зависимости распределения между ними многих редких элементов (см. рис. 25). Напомним, что по экспериментальным данным колумбит в парагенезисе с пироклором устойчив при температурах 700—600°C [Александров, 1973], что не противоречит допускаемым нами температурам образования этих минералов из литий-фтористых расплавов.

О давлениях, при которых образовались минералы литий-фтористых гранитоидов, судить трудно. Мы можем только предполагать, на основе анализа фаций глубинности различных изученных пород, что при наибольших давлениях, вероятно, кристаллизовались литий-фтористые пегматиты. Об этом свидетельствует, в частности, принадлежность вмещающих пород, в которых встречены эти пегматиты, к породам высоких ступеней метаморфизма и наличие в топазах пегматитов большого количества включений свободной углекислоты.

Рассмотрим некоторые геохимические аспекты генезиса изученных пород и минералов. В табл. 66 приведены балансы некоторых редких элементов в минералах. Учитывая, что комбинированный коэффициент распределения ниобия, таитала и олова между кристаллами и расплавами литий-фтористых гранитов меньше 1, данные табл. 66 можно попытаться связать с процессом фракционирования магм литий-фтористых гранитов [Коваленко, 1977; Коваленко и др., 1978]. В ранних аляскитах эти элементы, видимо, не образовывали заметного количества собственных фаз, и при кристаллизационной дифференциации ниобий, таитал, олово концентрировались в остаточном расплаве. Кристаллизация последнего должна, наконец, привести к образованию магмы альбит-лепидолитовых гранитов с

наиболее высокими содержаниями рассматриваемых элементов. На этом кристаллизационная дифференциация магмы должна была заканчиваться в силу «эвтектоидного» характера альбит-лепидолитового гранита в системе гранит — H_2O — HF [Коваленко, 1977]. При этом механизме дифференциации мы должны допускать, что наблюдающиеся в породах ранних фаз литий-фтористых гранитов танталониобаты образовались на самом позднем этапе кристаллизации породы. Рассмотрим вероятность этого механизма дифференциации на примере проведения некоторых элементов в минералах. Стоит упомянуть, что процесс дифференциации аляскитового расплава длительный и по времени, вероятно, соизмерим с длительностью дифференциации базальтовой магмы, так как по экспериментальным данным разница температур кристаллизации аляскитов и альбит-лепидолитовых гранитов составляет $250^\circ C$, а по данным гомогенизации газово-жидких включений [Наумов и др., 1977] $470^\circ C$.

Рассмотрим поведение некоторых редких элементов в минералах.

Ниобий и тантал. В ранних аляскитах ниобий главным образом рассеивается в слюде (81%) и ильмените (9,9%), что не противоречит данным других исследователей [Знаменский, Пополитов, 1964]. На долю колумбита в колумбитсодержащих ранних аляскитах приходится всего 4,4%. В эволюционном ряду литий-фтористых гранитов доля слюды, как носителя ниобия, все время уменьшается (до 8% в альбит-лепидолитовых гранитах) и резко возрастает в этом ряду доля колумбита, а в альбит-лепидолитовых гранитах еще и пироклора (см. табл. 7). Подобная же тенденция наблюдается и с концентрациями тантала.

Олово. Распределение олова между минералами-носителями в эволюционном ряду литий-фтористых гранитов близко распределению ниобия. В ранних аляскитах олово рассеивается в слюде — 83%. В более поздних породах доля слюды в балансе олова уменьшается до 41%, и главным носителем его становится касситерит.

Наблюдая поведение ниобия, тантала и олова в минералах, можно сделать вывод, что эти элементы рассеиваются в породообразующей слюде только в ранних аляскитах, а в более поздних породах накапливаются в виде самостоятельных фаз. Этот процесс накопления ниобия, тантала и олова в литий-фтористых гранитоидах приводит к их рудным концентрациям. В связи с тем, что ниобий, тантал, олово, а также литий и фтор накапливаются в остаточных расплавах, процессы фракционной дифференциации магмы приводят к выделению из расплава все более литиевых и фтористых слюд, изоморфное вхождение ниобия, тантала и олова в которые все более ограничивается. Других минералов-концентраторов этих элементов в поздних дифференциатах литий-фтористых гранитов не образуется. В этих условиях из расплава начинают кристаллизоваться собственные минералы ниобия, тантала и олова (см. табл. 67).

Цирконий и редкоземельные элементы (РЗЭ). Главным носителем циркония в литий-фтористых гранитах является циркон. На долю слюд приходится всего 7—12% циркония. Наивысшие содержания циркона отмечаются в ранних аляскитах (см. табл. 7), они уменьшаются к поздним породам. Очевидно, основная масса циркония выделилась в виде фазы циркона еще в ранних аляскитах, чем объясняется дефицит циркония в поздних дифференциатах гранитов. Подобная тенденция наблюдается и в распределении РЗЭ и иттрия. Главные носители РЗЭ — монацит и ксенотим, содержания которых наиболее высоки в ранних аляскитах и уменьшаются к альбит-лепидолитовым гранитам. Наблюдая поведение и распределение этих элементов в минералах-носителях литий-фтористых гранитов, отметим, что циркон, монацит и ильменит являются ранними фазами кристаллизующихся магм.

Таким образом, гипотеза фракционирования удовлетворительно объясняет поведение определяющих редких элементов и появление их минералов-носителей в литий-фтористых гранитоидах.

**В — Ве ПОДТИП ГРАНИТОИДОВ
СТАНДАРТНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ТИПА**

Гранитоиды этого подтипа во многом аналогичны литий-фтористым гранитоидам и наиболее дифференцированные пегматиты этого подтипа (район Унчжула) близки литий-фтористым пегматитам. Главным летучим компонентом, снижающим температуру кристаллизации магм в породах этого подтипа, является бор, а не литий и фтор, как в литий-фтористом типе. Турмалин появляется уже в ранних гранитах этого подтипа. Для

Минерал	Порода								
	Биотитовые граниты, ГИФ	Жильные мусковитовые граниты	Биотит — олигоклазовые пегматиты	Биотит — олигоклаз — орто — клазовые пегматиты	Мусковит — микроклин — альбитовые пегматиты	Лепидолит — амазонит — альбитовые пегматиты	Мусковит — турмалиновые грейзены	Турмалин — полевошпатовые породы	Турмалиниты
	Магматический этап						Постмагматический этап		
Кварц	—————								
Микроклин	—————								
Плагиоклаз	—————								
Биотит	—————								
Мусковит	—————								
Лепидолит	—————								
Гранат	—————								
Шерл	—————								
Тсилаизит	—————								
Эльбаит	—————								
Берилл	—————								
Магнетит	—————								
Циркон	—————								
Монацит	—————								
Танталит	—————								
Микролит	—————								
Флюорит	—————								
Топаз	—————								
Гадолинит	—————								
Касситерит	—————								
Ксенотим	—————								

Рис. 83. Обобщенная схема минералообразования в гранитоидах В-Ве подтипа стандартного геохимического типа.

гранитоидов В-Ве подтипа также характерны субвулканические аналоги. На Онгон-Хайрханском месторождении известны дайки онгонитов с турмалином и пониженными концентрациями фтора и лития. Несомненно, что кварцевые порфиры Шерловой горы — разновидность турмалинсодержащих онгонитов, которые, по данным Ю. П. Трошина, имеют резко повышенные концентрации бора и фтора. Для этих пород характерны стекловатые зоны закалки. Много ранее Е. И. Доломановой в этих породах отмечался магматический топаз.

Из данных гранат-турмалинового геотермометра для турмалин-гранатовых пегматитов получены температуры 450—550°C. Мы уже писали, что, вероятно, надо ввести поправку к этому термометру +100°C.

В пегматитах данного подтипа наблюдается закономерное распределение редких элементов между сосуществующими минералами, что также может быть косвенным признаком их кристаллизации из расплава. Об этом же свидетельствуют и геологические признаки: резкие контакты с вмещающими породами, равномерно-зернистые текстуры, постепенные переходы пегматоидных гранитов в пегматиты (рис. 83). Иногда трудно провести грань между среднезернистыми пегматитами и жильными гранитами.

АГПАЙТОВЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Для агпайтовых щелочных гранитов также имеются эффузивные (нередко стекловатые) аналоги — комендиты и пантеллериты. Во вкрапленниках этих эффузивов присутствуют щелочные амфиболы, эгирин и некоторые редкометалльные минералы [Коваленко, 1977]. В арфведсонитовых гранитах Хан-Богдинского массива встречены такие же редкометалльные аксессуарные минералы (эльпидит, титаносиликаты, астрофиллит), как и в жильных гранитах и пегматитах, в которых они часто становятся породообразующими (см. табл. 64). Жильные тела экеритов, рокалитов и пегматитов имеют четкие контакты с вмещающими породами, притом некоторые экериты имеют почти микрозернистую структуру. В этих породах не наблюдается реакционных взаимоотношений минералов. Обобщенная схема минералообразования в щелочных гранитоидах Хан-Богдо приведена на рис. 84. По геологическим и минералогическим признакам выделено два этапа минералообразования: магматический и постмагматический. К магматическому этапу отнесено минералообразование в гранитах и пегматитах. Большинство редкометалльных минералов выделилось в этот этап. Известно, что расплавы щелочных гранитов в одних случаях при понижении температуры могут постепенно переходить во флюид, в других может происходить расслоение щелочногранитной магмы на два расплава и флюид [Коваленко, 1977]. Поэтому очень сложно определить, какие минералы пегматитов образовались из расплава, а какие из флюида. Полосчатые экерит-пегматитовые породы дифференцированного комплекса, вероятно, образовались при расслоении низкотемпературного остаточного расплава, обогащенного щелочными и редкими элементами, на расплав и флюид, что подтверждается изучением расплавных включений в минералах. В некоторых пегматитовых телах наблюдаются графические сростания кварца и микроклина, арфведсонита и микроклина, что говорит, скорее всего, об их эвтектической кристаллизации из расплава. Во флюоритах из аляскитов Баян-Уланского массива и в кварцах арфведсонитовых гранитов Хан-Богдинского массива обнаружены расплавные силикатные включения, гомогенизация которых происходит при $t = 740-660^\circ\text{C}$. Эти факты свидетельствуют о возможности кристаллизации минералов щелочных гранитов из расплавов. По экспериментальным данным [Эйтель, 1962] кристаллизация безводных цирконосиликатов в

Минерал	Порода							
	Моношпатовые катофоритовые граниты	Моношпатовые арфведсонитовые граниты	Эквириты, эроудиты, рокаллиты	Эквирит - лее- магматовый ДК-комплекс	Арфведсонитовые пегматиты	Леемагмитизированные эроудиты	Кварцевые ядра пегматитов и зоны окварцевания	
	Магматический этап							Постмагматический этап
Кварц								
Микроклин-пертит								
Микроклин								
Альбит								
Катофорит								
Арфведсонит								
Эгирин								
Полилитийонит								
Астрофиллит								
Нептунит								
Зельидит								
Армстронгит								
Монацит								
Синхизит								
Сфен								
Се-Zr минералы								
Ti - силикаты								
Nb - силикаты								
TR - силикаты								
Циркон								
Абукумалит								
Миларит								
Au самородное								
Ванадинит								
Пироморфит								
Рутил								
Zn-монтмориллонит								

Рис. 84. Обобщенная схема минералообразования в агапитовых щелочных гранитоидах Хан-Богдинского массива.

сухих расплавах происходит при $t = 1300-1400^{\circ}\text{C}$. Несомненно, что при наличии в магне воды, фтора и других летучих (как в Хан-Богдинском массиве) температуры кристаллизации цирконосиликатов должны быть более низкими. Условия устойчивости моно- и двушпатовых парагенезисов щелочных гранитов с арфведсонитом и эгирином рассмотрены В. И. Коваленко [Коваленко и др., 1971; Коваленко, 1977]. Им выделены две температурные фации щелочных гранитов: для моношпатовых (надсолидусных) гранитов $t < 650^{\circ}\text{C}$, для двушпатовых (солидусных) гранитов $t > 650^{\circ}\text{C}$.

УСТОЙЧИВОСТЬ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ В ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТАХ

Как указывалось ранее при описании слюд редкометалльных гранитоидов, максимально литиевая и фтористая слюда — полилитнионит — встречается в пегматитах щелочных гранитов и не встречается в литий-фтористых гранитоидах.

Причина преимущественной устойчивости полилитнионита в парагенезисах щелочных гранитоидов выявляется с помощью метода эквипотенциальных линий химического потенциала [Коржинский, 1957] лития (или фтора) на тетраэдре состав — парагенезис (рис. 85) [Коваленко, Владыкин и др., 1975]. Для главнейших парагенезисов литий-фтористых гранитов и пегматитов (калиевый полевой шпат + литиевая слюда + топаз; калиевый полевой шпат + сподумен + слюда и др.) полилитнионит может быть устойчив в условиях малого значения отношения алюминия к железу и весьма высоком химическом потенциале лития. Такие условия редко реализуются для литий-фтористых гранитов. При более низком значении химического потенциала лития полилитнионит устойчив в парагенезисе с КЩШ и щелочными темпоцветными минералами. Увеличение отношения железа к алюминию в породе благоприятствует снижению критического для полилитнионита значения химического потенциала лития. При инертном поведении лития полилитнионит может образоваться даже за счет небольших количеств лития в щелочных амфиболах, например, при их эгиринизации. Видимо, процесс окварцевания щелочных гранитов и особенно их пегматитов сопровождается повышением отношения железа к алюминию в системе, что способствует образованию полилитнионита. Следовательно, условия образования щелочных гранитов более благоприятны для образования полилитнионита, чем условия формирования литий-фтористых гранитов. По экспериментальным данным верхний предел стабильности полилитнионита достигает почти 800°C [Munoz, 1971], причем устойчив только предельно фтористый полилитнионит. В связи с этим в принципе он может образоваться не только при окварцевании щелочных гранитов, но и при кристаллизации их расплавов.

Для агапитовых щелочных гранитов Хан-Богдинского массива очень характерно присутствие водных щелочных или кальциевых титано-, ниобо- и цирконосиликатов. Наличие распавшихся структур многих этих минералов свидетельствует о небольшом интервале условий, при которых эти минералы устойчивы и возможна их кристаллизация. Рассмотрим возможные химические условия образования.

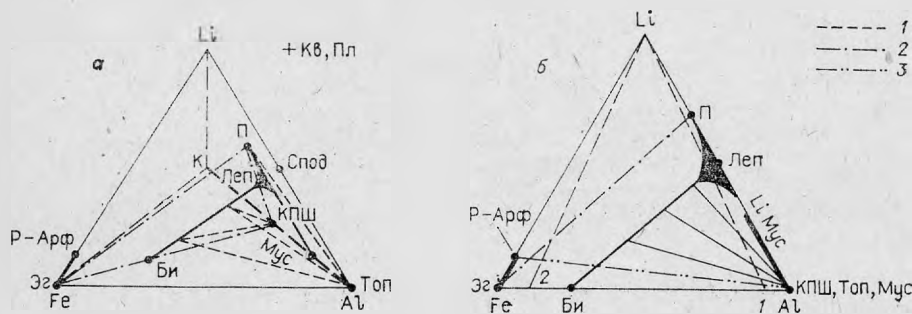


Рис. 85. Диаграмма состав — парагенезис для слюд из редкометалльных гранитоидов [Коваленко, Владыкин и др., 1975].

a — тетраэдр Fe—K—Al—Li; *b* — проекция на грань Fe—Li—Al тетраэдра; 1 — парагенезис КЩШ+LiF слюда+Топ; 2 — парагенезис КЩШ+Эг+П; 3 — парагенезис Li P-Арф+КЩШ. Линия 1—Li показывает смену парагенезисов слюд в литий-фтористых гранитах по мере понижения химического потенциала лития; линия 2—Li характеризует изменение в этом же направлении парагенезисов щелочных гранитоидов.

Цирконосиликаты. Имеющиеся в настоящее время данные указывают на то, что щелочные и кальциевые цирконосиликаты кристаллизуются исключительно в щелочных породах и связанных с ними пегматитах. Для всех этих пород установлены повышенные, по сравнению с кларком в гранитах, содержания циркония. Однако в породах с повышенным содержанием циркония возможно образование не только цирконосиликатов, но и циркона. По-видимому, вторым важным условием образования цирконосиликатов является высокое значение коэффициента агапитности (K_a) пород, часто значительно превышающего единицу (в породах Хан-Богдинского массива его значение варьирует от 1,2 до 4). По нашим данным, для щелочных гранитов значение коэффициента агапитности, равное 1,2—1,3, по-видимому, близко к критическому, выше которого возможен переход парагенезисов с цирконом к парагенезисам с цирконосиликатами. Так, для щелочных гранитов Северо-Восточной Тувы и Нигерии [Коваленко и др., 1970; Тугаринов и др., 1973], Даши-Балбарского и Баян-Уланского массивов МНР, содержащих циркон, K_a меньше 1,2, а для гранитов Хан-Богдинского массива, о. Рокалл, Южной Гренландии [Геохимия..., 1969], как правило, более высокий.

С другой стороны, состав цирконосиликатов зависит от соотношения кремния к щелочам (с кальцием) в породах [Владыкин, 1979]. На рис. 86 нанесены составы всех известных циркониевых минералов. По принад-

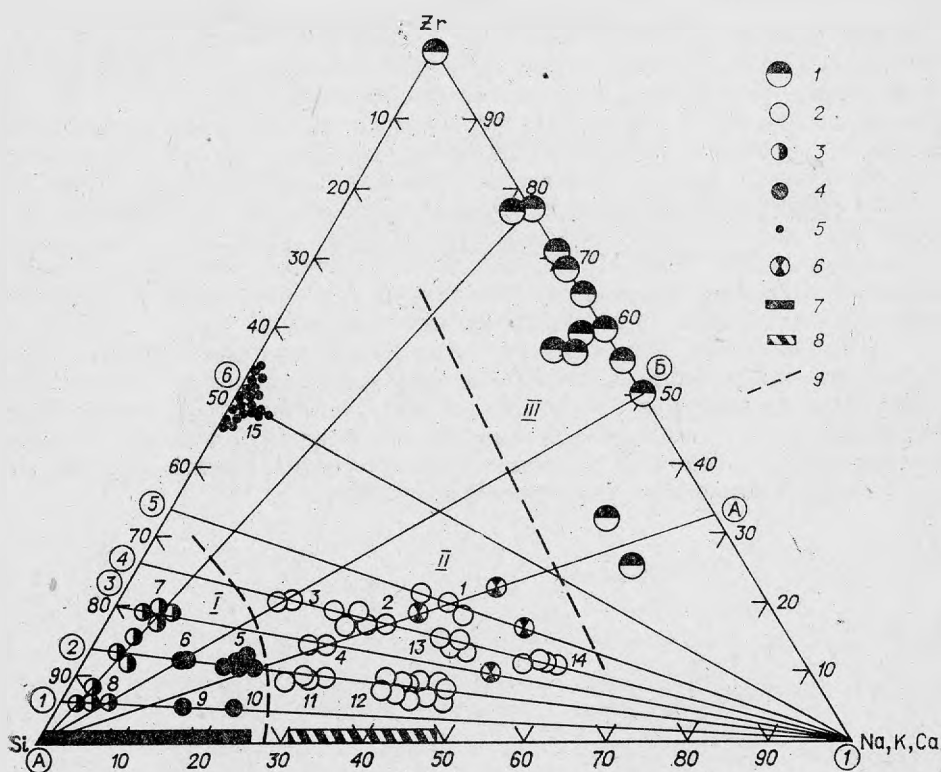


Рис. 86. Диаграмма составов циркониевых минералов.

1 — минералы ультраосновных пород и карбонатитов (поле III); 2 — минералы нефелиновых и щелочных сиенитов (поле II); 3, 4 — минералы щелочных гранитов (поле I); 3 — аморфизированные, 4 — кристаллические; 5 — цирконы; 6 — искусственные минералы; 7 — поле составов пород нефелиновых сиенитов; 8 — поле составов пород нефелиновых гранитоидов; 9 — гранита между полями. Цифры на диаграмме — минералы: 1 — кельдышит; 2 — катаплектит; 3 — Са-катаплектит; 4 — власовит; 5 — циркониевый опал; 6 — армстронгит; 7 — редкоземельно-циркониевые силикаты; 8 — альпидит; 9 — согдианит; 10 — дарайпозит; 11 — ловозерит; 12 — эвдиалит; 13 — ловенит-сейдозерит; 14 — велерит, резенбушит; 15 — циркон. Состав многих минералов взят из работ, опубликованных ранее [Минералогия..., 1964; Семенов, 1972].

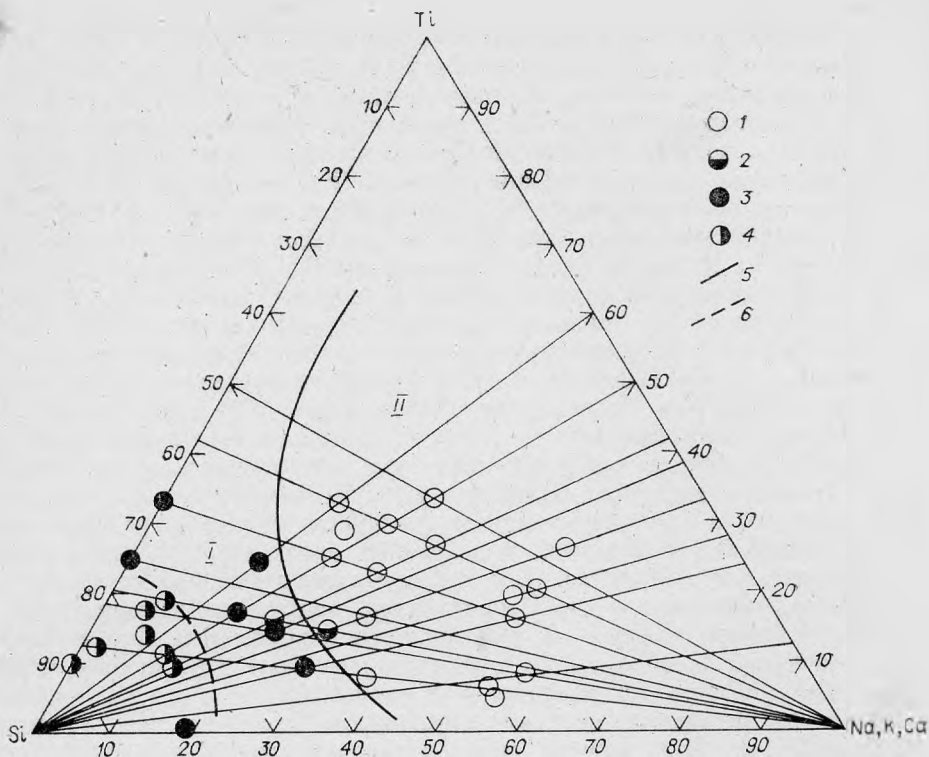


Рис. 87. Диаграмма составов титаносиликатов.

1 — минералы из нефелиновых сиенитов; 2 — астрофиллит, лептунит; 3, 4 — минералы щелочных гранитов: кристаллические (3), аморфизированные (4); 5 — граница между полями минералов; 6 — граница устойчивости минералов. I — поле щелочных гранитов, II — нефелиновых сиенитов.

лежкости минералов к определенным породам их можно разделить на три генетические группы. К первой группе относятся циркониевые минералы, не содержащие кремний в своем составе или содержащие его в незначительном количестве. Это минералы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. Ко второй группе относятся минералы, встречающиеся в нефелиновых и щелочных сиенитах. Отношение $Si/(Na + K + Ca)$ в минералах этих пород не превышает 2 : 1. К третьей группе относятся минералы с повышенным отношением кремния к щелочам (эльпидит, армстронгит, согдианит и др.), которые встречаются в щелочных гранитах. Составы пород также попадают в одноименные группы.

При анализе диаграммы (см. рис. 86) можно сделать и некоторые общие выводы по систематике цирконосиликатов (рис. 87). Составы основных групп натриевых и кальциевых цирконосиликатов, структуры которых построены только из Si, Zr и $(Na + K + Ca)$ (без дополнительных катионов Fe, Mg, Mn и т. д.), располагаются по двум линиям $a - a$ и $a - b$, исходящим из кремниевой вершины с соотношением в минералах $Zr/(Na + K + Ca)$, равным 1—2. На этих линиях соотношение валентности циркония к суммарной валентности щелочных элементов и кальция равно 4 : 2. Поэтому для чисто натриевых минералов соотношение количества Zr/Na равно 1 : 2, а Zr/Ca — 1 : 1. Отсюда составы кальциевых цирконосиликатов ложатся на линию $a - b$, а натриевые — на линию $a - a$. Составы минералов изоморфных кальциево-натриевых серий лежат на линиях 1—2, 1—3, 1—4 и ограничены линиями $a - a$ и $a - b$. Соотношение Si/Zr по всей длине линий 1—1, 1—2, 1—3, 1—4 и т. д. остается постоянным для каждой из них. Из анализа положений точек

составов на этих линиях (1—2, 1—4 и др.) подтверждается изоморфная схема замещения катионов в цирконосиликатах $2\text{Na}^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \square$ (вакансия), известная в группе эльпидит — армстронгит, катапленит и др. По линиям $a - a$ и $a - b$ от точек составов одних минералов к другим происходит скачкообразное увеличение кремнекислородного радикала на величину 1 SiO_2 (конденсация тетраэдров). Получаем такой ряд радикалов с увеличением в нем содержания кремния: $\text{SiO}_4 \rightarrow \text{Si}_2\text{O}_7 \rightarrow \text{Si}_3\text{O}_9 \rightarrow \text{Si}_4\text{O}_{11} \rightarrow \text{Si}_5\text{O}_{15}$ и т. д. Соотношение Si/Zr меняется в этом ряду: 1 : 2 : 3 : 4 : 6. Точки составов искусственных цирконосиликатов также ложатся на линию $a - a$, но отличаются от природных на $0,5 \text{ SiO}_2$ (см. рис. 86). Возможно, поэтому они и не встречаются в природе, так как дробные соотношения компонентов сильно усложняют структуры минералов [Белов, 1976]. Известно, что для цирконосиликатов не характерен изоморфизм циркония и титана [Пятенко и др., 1976]. Титаносодержащие цирконосиликаты появляются только при соотношении $(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})/\text{Si} > 1$ и $(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})/\text{Zr} > 2$, притом в их состав входят «дополнительные» катионы Mn , Fe , Mg . В минералах щелочных гранитов с высоким содержанием кремния, циркония и низким содержанием щелочных элементов роль щелочей и кальция начинают выполнять цериевые редкие земли. Такие минералы встречаются в кварцевых зонах пегматитов, где общее содержание щелочей низко. Для таких структур температурная область устойчивости, видимо, весьма мала, и при понижении температуры они становятся нестабильными, а их структура разрушается. Для остальных цирконосиликатов содержания РЗЭ не превышают 1%, причем иттриевые земли обычно преобладают над цериевыми.

Исходя из анализа составов цирконосиликатов, на рис. 86 можно предсказать, в каких породах могут образовываться те или иные синтезированные минералы, и по закономерностям расположения составов этих минералов на диаграмме говорить о том, являются ли анализированные минералы смесями фаз или чистыми фазами.

Таким образом, для цирконосиликатов, кристаллизующихся в щелочных гранитах, должны выдерживаться соотношения $\text{Si}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}) > 3$, при отношении Si/Zr . В описанном выше ряду кремнекислородных радикалов минералов от нефелиновых сиенитов к щелочным гранитам уменьшается отношение O/Si : 3,5—3, 0—2,75—2,5. Для минералов щелочных гранитов это отношение — 2,5 и ниже, т. е. оно уже близко подобному соотношению в кварце — 2,0. Вероятно, поэтому при распаде структур цирконосиликатов, у которых отношение O/Si меньше, чем 2,5, одной из главных фаз распада является кварц. Цирконосиликаты становятся неустойчивыми при отношении кремния к щелочам и кальцию больше 6 и кремния к цирконю больше 3.

Для щелочных силикатов ниобия выдерживается такая же приуроченность более кремнекислых минералов к более кремнекислым породам, как и для цирконосиликатов. К сожалению, в природе пока известно очень мало щелочных (с кальцием) силикатов ниобия, чтобы проверить эти закономерности. Учитывая известные составы щелочных ниобосиликатов (и титано-ниобосиликатов) для минералов, которые должны образовываться в щелочных гранитоидах, можно вывести следующие параметры химического состава: отношение кремния к натрий + калий + кальцию больше 4, ниобия к натрий + калий + кальцию больше 2.

Титаносиликаты. Для титаносиликатов выдерживается выведенное для цирконосиликатов правило [Владыкин и др., 1981], что в щелочных гранитах образуются минералы с наибольшими кремнекислотными радикалами при довольно низком отношении кислорода к кремнию. Так как у титана по сравнению с цирконием амфотерные химические свойства выражены слабее, он может проявляться в соединениях и как катион, и как анионообразователь. Поэтому зависимость состава минералов от

химизма пород, в которых они образовались менее четко (рис. 87), и области составов минералов из щелочных гранитов и сиенитов несколько перекрываются. Некоторые минералы, изменяя свой состав (соотношение $Si/(Na + K + Ca)$) могут кристаллизоваться как в щелочных гранитах, так и в нефелиновых сиенитах (например, астрофиллит, нептунит, эпигматит и др.). Область титаносиликатов из щелочных гранитов ограничена следующими параметрами: отношение кремния к титану более 3,0; отношение кремния к сумме натрия, калия и кальция более 2,3; кремния к остальным катионам более 0,8; кислорода к кремнию менее 3,3. Граница между стабильными и нестабильными (распавшимися) минералами проходит при отношении кремния к остальным катионам, равном 3, и отношении кислорода к кремнию, равном 3,0.

Как отмечалось выше, для образования циркопосиликатов и других редкометалльных минералов важными показателями являются соотношения щелочей к алюминию (K_a) и щелочей к кремнию. Так как большинство пород состоят на 90—95% из минералов, состав которых определяется соотношением кремния, алюминия и щелочей (кварц, полевые шпаты и др.), попытаемся проследить эволюцию составов пород на диаграмме (рис. 88). Для более удобной масштабности мы используем величину $Si/6$. (Соотношения $(K, Na)_2O$ и SiO_2 в полевых шпатах, которые слагают основную часть породы равно $1/6$). Кроме того, в некоторых публикациях [Щелочные породы, 1974] используется соотношение щелочей и $Si/6$. Как видно из диаграммы, в эволюционном ряду пород диорит — гранодиорит — гранит — аляскит происходит увеличение K_a и содержания кремния по отношению к алюминию. Соотношения щелочных элементов и кремния почти не меняются. В поздних дифференциатах литий-фтористых гранитов (амазонитовых гранитах) K_a еще более увеличивается и приближается к единице. В альбит-лепидолитовых гранитах он также близок единице, но по сравнению с амазонитовыми гранитами в них меньше кремния.

В щелочных гранитах K_a более единицы. Граница между арфведсоновыми и катофоритовыми гранитами проходит у K_a , равного 1,2—1,3. В пегматитах и экеритах K_a еще более увеличивается. Главным петрохимическим свойством агпайтовых щелочных гранитоидов является уменьшение содержания алюминия к более поздним дифференциатам. Соотношения же щелочей и кремния остаются на близком уровне. К уменьшению содержания алюминия в поздних дифференциатах щелочногранитных магм может привести процесс фракционирования микроклина-пертита в ранних гранитах, так как соотношение щелочей к алюминию (K_a) в микроклин-пертитах гранитов главной интрузивной фазы Хан-Богдо равно 0,92 [Коваленко и др., 1971], т. е. алюминия на образование КПП расходует больше, чем положено по теоретической формуле, значит остаточные расплавы будут обедняться алюминием и обогащаться щелочами. На диаграмме нанесены средние составы пород некоторых массивов нефелиновых сиенитов. В породах Ловозерского массива [Геохимия..., 1966] так же, как и в Хан-Богдинском массиве в поздних дифференциатах коэффициент агпайтности увеличивается до значительных величин (в эвдиалитах до 4), притом линия эволюции составов пород параллельна Хан-Богдинской, но соответственно при более низком значении кремния.

Из анализа спектров РЗЭ в минералах [Коваленко, Владыкин и др., 1979; Владыкин, Коваленко, 1981] из гранитоидов МНР (см. табл. 29, 43, 47, 49, 52, 59, 62) можно сделать следующие выводы. Все составы РЗЭ в цирконах, сфенах, эльпидитах, армстронгитах, редкоземельных минералах характеризуются дефицитом европия. При переходе от диоритов к гранодиоритам, стандартным гранитам и далее к литий-фтористым гранитам суммы РЗЭ в сфенах и цирконах возрастают, а отношение

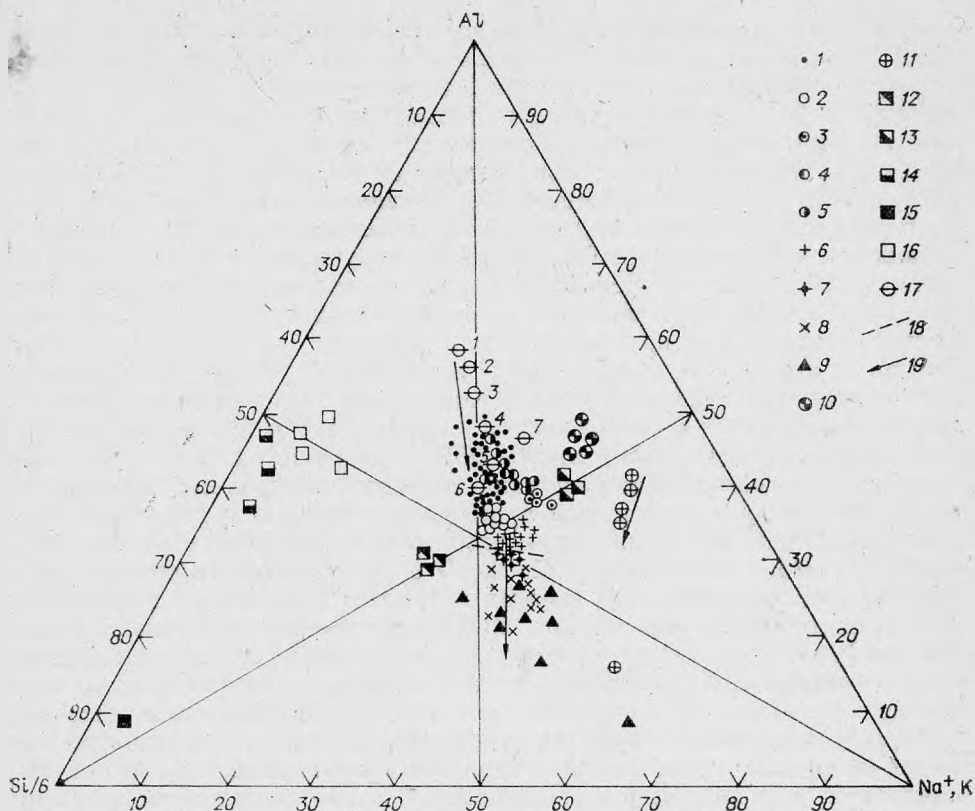


Рис. 88. Диаграмма составов пород.

1 — стандартный тип, граниты и гранодиориты. 2—5 — литий-фтористый тип: 2 — аляскинты, микроклин-альбитовые и амазонитовые граниты; 3 — альбит-лепидолитовые граниты; 4 — топаз-альбит-лепидолитовые пегматиты; 5 — онгониты. 6—11 — щелочные породы: 6 — Са-катофоритовые граниты; 7 — арфведсонитовые граниты; 8 — жильные экериты, рокаллиты, пантелериты; 9 — арфведсонитовые пегматиты; 10 — псевдолейцитовые сиениты Лужингола; 11 — нефелиновые сиениты Ловозера. 12—16 — постмагматические образования: 12 — кварц-лепидолитовые грейзены; 13 — альбититы; 14 — кварц-топазовые грейзены; 15 — кварцевые жилы; 16 — цвиттеры. 17 — средние составы пород, по Соловьеву (1970): 1 — габбро, 2 — базальт, 3 — диорит, 4 — гранодиорит, 5 — биотитовый гранит, 6 — аляскит, 7 — трахит; 18 — граница между рудными арфведсонитовыми и нерудными Са-катофоритовыми гранитами; 19 — направление эволюции состава пород.

Eu/Eu^* progressively падает и самое низкое его значение в минералах литий-фтористых и щелочных гранитов. Цирконийсодержащие минералы богаче тяжелыми лантаноидами, чем другие минералы-концентраторы РЗЭ. Величина Eu/Eu^* в минералах в первом приближении отражает значение ее в первичных магмах [Балашов, 1975]. Для редкометалльных минералов из щелочных гранитоидов Хан-Богдинского массива наблюдается линейное изменение спектра РЗЭ, что свидетельствует об общности их происхождения. Распределение европия и других РЗЭ в минералах-концентраторах из различных магматических пород не противоречит: 1) механизму фракционирования полевых шпатов при образовании магм литий-фтористых гранитов из расплавов стандартных гранитов; 2) механизму фракционирования циркона при дифференциации литий-фтористых гранитов.

Если для литий-фтористых гранитоидов главный летучий компонент — фтор, то для щелочных гранитоидов Хан-Богдинского типа — вода и в меньшей степени CO_2 , P_2O_5 , F и Cl. Минеральными показателями этого являются в Li—F гранитах топазы, высокофтористые слюды, флюорит, а в щелочных гранитах водные редкометалльные минералы, амфиболы и синхизит с монацитом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии впервые систематизирован обширный, большей частью новый фактический материал по минералогии и геохимическим особенностям минералов редкометалльных гранитоидов Монголии, полученный в результате минералого-геохимических исследований, проведенных автором в течение 1968—1980 гг. в рамках Комплексной советско-монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. На основе полученного нового оригинального фактического материала по минералам редкометалльных гранитоидов (более 500 полных химических анализов минералов, в том числе и аксессуарных, и около 10 тысяч количественных элементоопределений редких элементов в минералах) дана вещественная характеристика геохимической специфики редкометалльных гранитоидов. Основные выводы работы можно сформулировать следующим образом.

1. Уточнена и развита схема геохимической типизации редкометалльных мезозойских гранитоидов Монголии. Среди литий-фтористых гранитоидов выделено два подтипа: топазовый и флюоритовый с различной редкометальностью. Щелочные граниты подразделены на нерудоносные катофоритовые и редкометалльные арфведсонитовые. В Унчжульском и Хуху-Улинском массивах изучен В—Ве подтип.

2. Для главных геохимических типов редкометалльных мезозойских гранитоидов Монголии литий-фтористого и агпайтовых щелочных гранитов, имеющих в геохимическом отношении как сходство (повышенные концентрации ниобия, тантала, олова, гафния, рубидия и других элементов и пониженные бария и стронция), так и резкие различия в содержаниях РЗЭ, иттрия, циркония и соотношениях ниобия к танталу и циркония к гафнию, выявлены различные типоморфные минеральные парагенезисы темноцветных породообразующих, второстепенных породообразующих, второстепенных и аксессуарных минералов (см. табл. 64). Главные парагенезисы аксессуарных минералов для литий-фтористых гранитов — монацит-касситерит-колумбит-топазовый и для агпайтовых щелочных гранитов синхизит-сфен-альпидитовый.

3. Выявлены ряды минералов-концентраторов и носителей редких элементов в редкометалльных гранитоидах Монголии (см. рис. 78 и текст). Главными концентраторами и носителями редких элементов для литий-фтористых гранитоидов являются литиевые слюды, турмалин, берилл, касситерит, колумбит, пироклор, циркон, монацит, ксенотим, гранаты, а для агпайтовых щелочных гранитоидов — эльпидит, армстронгит, астрофиллит, полилитионит, миларит, нептунит, ниобосиликаты, титаносиликаты, редкоземельные силикаты, синхизит, монацит, арфведсониты, сфен.

4. Установлено, что для различных фаций глубинности редкометалльных гранитоидов литий-фтористого геохимического типа характерен единый парагенезис минералов (литиевая слюда + топаз + монацит + касситерит + колумбит). Глубинность образования изменяет геохимические свойства минералов — вариации химического состава и концентрации в них лития, рубидия, олова, цинка, тантала, ниобия, циркония, РЗЭ.

5. Отмечено, что в процессе дифференциации магм редкометалльных гранитоидов от ранних пород к поздним в типоморфных и «сквозных» минералах происходит накопление лития, фтора, рубидия, олова, цинка, тантала, ниобия, гафния и других редких элементов при уменьшении величины геохимических отношений калия к рубидию, ниобия к танталу, циркония к гафнию.

6. Доказана возможность кристаллизации из расплавов онгонитов, литий-фтористых гранитов и пегматитов не только породообразующих (кварца, микроклина, альбита и слюды) [Коваленко, 1977], но второстепенных и аксессуарных минералов — топаза, флюорита, касситерита, гранатов и колумбита. Об этом свидетельствует нахождение этих минералов во вкрапленниках онгонитов и обнаружение в некоторых из них включений силикатных расплавов. Расплавные силикатные включения обнаружены также в кварцах и флюоритах из щелочных гранитоидов.

7. В изученных редкометалльных гранитоидах МНР открыты новые минералы — армстронгит и два водных силиката ниобия; целый ряд аморфизированных редкометалльных водных силикатов циркония, титана, ниобия, РЗЭ, которые по валовому химическому составу не имеют аналогов среди известных минералов; впервые обнаружены в гранитоидах МНР эльпидит, астрофиллит, нептунит, синхизит, миларит, полилитионит, ферригрюнерит, абукумалит, кейльгауит, микролит, танталит, чевкинит, гадолинит, тсиланзит, эльбаит, индиголит, плюмбопироксид, касситерит, спессартин, ванадинит.

8. Показано, что водные щелочные цирконо- и титаносиликаты с большими кремнекислородными радикалами могли образоваться только в агпаитовых щелочных гранитоидах с коэффициентом агпаитности более 1,2.

Типизация редкометалльных гранитоидов по аксессуарному парагенезису минералов и их выявленные минералогические критерии (типоморфизм минералов и уровни концентраций в них редких элементов) могут быть использованы в дальнейших геологических работах.

*в частности
в отношении их происхождения.*

ЛИТЕРАТУРА

- Аксессуарные минералы изверженных горных пород. М.: Наука, 1968. 330 с.
- Александров И. В. Модели эндогенного титано-ниобиевого оруденения. М.: Наука, 1973. 147 с.
- Антипин В. С. Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности. Новосибирск: Наука, 1977. 156 с.
- Антипин В. С., Горегляд А. В., Петров Л. Л. О новой разновидности турмалин-мусковитовых бериллсодержащих гранитов на территории МНР.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 115—120.
- Аристов В. В., Станкеев Е. А., Константинов Р. М. К вопросу о происхождении амазонитовых гранитов Вост. Забайкалья.— Труды МГРИ, 1956, т. 29, с. 52—56.
- Афонина Г. Г., Макагон В. М., Богданова Л. А., Владыкин Н. В. Параметры элементарных решеток турмалинов разного состава.— Записки Всес. Минералог. о-ва, 1980, ч. 109, вып. 1, с. 105—112.
- Афонина Г. Г., Макагон В. М., Глебов М. П., Владыкин Н. В., Петрова М. Г. Рентгенометрическое изучение турмалинов различного состава.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Иркутск, 1976, с. 45—50.
- Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1975. 240 с.
- Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. О турмалине дравитового состава.— В кн.: Минералы СССР. Вып. 15. М.: Наука, 1964, с. 5—40.
- Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. О турмалине шерлового состава.— В кн.: Новые данные о минералах СССР. Вып. 16. М.: Наука, 1965, с. 12—56.
- Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. Эльбаит и некоторые редкие разновидности турмалина.— В кн.: Новые данные о минералах СССР. Вып. 17. М.: Наука, 1966, с. 26—56.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с.
- Беус А. А., Северов В. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 196 с.
- Борншман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.
- Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 142 с.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М.: 1953. 562 с.
- Владыкин Н. В. Средние содержания и парагенезисы аксессуарных минералов в рудосных гранитоидах Монголии.— В кн.: Вопросы минералогии и геохимии месторождений Восточной Сибири. Иркутск, 1973, с. 13—19.
- Владыкин Н. В. Группа эльпидита — армстронгита — новый изоморфный ряд водных пироконсиликатов.— В кн.: Молодежь — пятилетке. (Материалы II областной научно-технической конференции). Иркутск, 1976а, с. 65—67.
- Владыкин Н. В. Геохимические типы редкометалльных гранитоидов Монголии и их типоморфные минералы.— В кн.: Собрание молодых ученых по минералогии, геохимии и методам исследования минералов. Владивосток, 1976б, с. 24—25.
- Владыкин Н. В. Геохимическая методика извлечения аксессуарных минералов из гранитоидов и расчет их количественного содержания. Там же, с. 130—131.
- Владыкин Н. В. Типохимизм пироконсиликатов щелочных пород.— В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1979, с. 144—149.
- Владыкин Н. В., Антипин В. С. Минералого-геохимические черты зонального Унч-жуньского пегматитового поля в МНР.— В кн.: Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. Иркутск, 1976, с. 40—53.
- Владыкин Н. В., Антипин В. С., Коваленко В. И., Афонина Г. Г., Лапидес И. Л., Новиков В. М., Гормашева Г. С. Химический состав и генетические группы турмалинов из мезозойских гранитов Монголии.— Зап. Всес. Минералог. о-ва, 1975, вып. 4, с. 403—412.
- Владыкин Н. В., Дорфман М. Д., Коваленко В. И. Минералогия, геохимия и генезис редкометалльных топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов МНР.— В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1974, с. 6—49.
- Владыкин Н. В., Коваленко В. И. Типохимизм титано- и цирконосиликатов из агнайтовых щелочных пород.— В кн.: XI съезд Международной Минералогической Ассоциации. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1978, с. 105—106.

- Владыкин Н. В., Коваленко В. И. Редкоземельные элементы в минералах Монголии.— В кн.: Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1981.
- Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Базарова С. Т. Типохимизм слюд из онгонитов.— В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977, с. 94—97.
- Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Гормашева Г. С. Химический состав бериллов из пегматитов и грейзенов МНР.— В кн.: Ежегодник-1973, СибГЕОХИ. Новосибирск, 1974, с. 139—142.
- Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Дорфман М. Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов. М.: Наука, 1981.
- Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Кашаев А. А., Сапожников А. Н., Писарская В. А. Новый силикат кальция и циркония — армстронгит.— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 5, с. 1185—1188.
- Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Конусова В. В. Тантал и ниобий в минералах мезозойских гранитов Монголии.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 121—125.
- Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Липидес И. Л., Сапожников А. Н., Писарская В. А. Первая находка эльпидита в Монголии.— В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, 1972, с. 6—14.
- Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Сапожников А. Н., Писарская В. А. Гранаты мезозойских гранитов МНР.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 123—129.
- Геохимия Ловозерского щелочного массива/Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н. и др. М.: Наука, 1966. 395 с.
- Гинзбург А. И. Проблемы редкометалльных гранитов.— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972, с. 7—27.
- Гинзбург А. И. Практические аспекты учения о типоморфизме минералов.— В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1977, с. 1—3.
- Гинзбург А. И., Берхин С. И. О химическом составе и структуре литевых слюд.— В кн.: Труды Минералог. Музея АН СССР. Вып. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1953. с. 90—131.
- Гордиенко В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 235 с.
- Горжевская С. А., Сидоренко Г. А., Гинзбург А. И. Титано-тантало-ниобаты. М.: Недра, 1974. 342 с.
- Гребенников А. М. Парагенетические ассоциации акцессорных минералов в гранитоидах Вост. Забайкалья.— В кн.: Минералого-геохимические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1971, с. 41—44.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1—5. М.: Мир, 1965—1966.
- Залашкова Н. Е., Сырицо Л. Ф. Эволюция химизма слюд в процессе послемагматического метасоматоза в гранитах.— В кн.: Проблемы метасоматизма. Л.: Наука, 1969, с. 228—246.
- Знаменский Е. Б., Пополитов Э. И. Зависимость геохимического поведения ниобия и тантала от парагенезисов титановых и титансодержащих минералов в гранитоидах.— В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964, с. 57—62.
- Иванова Г. Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976. 258 с.
- Ильинский Г. А. Определение плотности минералов. Л.: Недра, 1975. 117 с.
- Кашаев А. А., Сапожников А. Н. Кристаллическая структура армстронгита.— Кристаллография, 1978, т. 23, вып. 5, с. 956—964.
- Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. М.: Наука, 1977. 205 с.
- Коваленко В. И., Антипин В. С., Наумов В. Б., Владыкин Н. В., Иванова Г. Ф. Минералогические критерии связи редкометалльного оруденения с кислым магматизмом.— В кн.: XI съезд Международной Минералогической Ассоциации. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1978, с. 163.
- Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В. Восточная Монголия — новая провинция редкометалльной минерализации.— В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 189—205.
- Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Смирнов В. Н. Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в МНР (первая находка).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 8, с. 38—49.
- Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Юрченко С. А. О находке полилигионита в щелочных гранитоидах МНР и геохимические условия его устойчивости.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Иркутск, 1976, с. 75—79.
- Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Конусова В. В., Смирнова Е. В., Горегляд А. В. Проявления концентрированной редкометалльной минерализации в южной части пустыни Гоби.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 1, с. 209—212.

- Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Смирнова Е. В., Балашов Ю. А. Об индикаторной роли европия в акцессорных минералах гранитоидов.— *Геохимия*, 1979, № 9, с. 1289—1306.
- Коваленко В. И., Горегляд А. В., Владыкин Н. В., Цеден Ц. Внутреннее строение Хап-Богдинского массива щелочных гранитов и размещение в нем зон редкометалльной минерализации.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ, Иркутск, 1976, с. 15—18.
- Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгониты. М.: Наука, 1976. 123 с.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Горегляд А. В. Южногобийский пояс щелочных пород с редкометалльной минерализацией в Монгольской Народной Республике.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ, Иркутск, 1971, с. 72—76.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П., Нагибина М. С., Павленко А. С., Владыкин Н. В., Цеден Ц., Гундсамбуу Ц., Горегляд А. В. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 240 с.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Козлов В. Д., Владыкин Н. В. Метасоматические двиттеры и связанное с ними редкометалльное оруденение (на примере месторождений МНР и ЧССР).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 42—53.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Цеден Ц., Владыкин Н. В. Литий-фтористый кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород.— В кн.: Ежегодник-1969 СибГЕОХИ, Иркутск, 1970, с. 85—88.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Цеден Ц., Владыкин Н. В., Горегляд А. В. Зональность в редкометалльных месторождениях Монголии и место в ней оруденения.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1972, с. 297—306.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Цеден Ц., Гундсамбуу Ц., Владыкин Н. В., Бондаренко В. К., Петров Л. Л. Петрографическая характеристика эффузивных даек редкометалльных литий-фтористых альбитофиров.— В кн.: Применение методов физической химии в петрологии и геохимии. М.: Наука, 1972, с. 196—208.
- Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитоидных пород Северо-Восточной Тувы. М.: Наука, 1970. 258 с.
- Коваленко Н. И. Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 150 с.
- Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975. 255 с.
- Коваль П. В., Кашаев А. А., Юрченко С. А. О новой разновидности слюды из альбитизированных гранитов.— В кн.: Ежегодник-1969 СибГЕОХИ, Иркутск, 1970, с. 246—250.
- Коваль П. В., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Писарская В. А., Юрченко С. А. Минеральные парагенезисы, состав и номенклатура слюд редкометалльных альбит-содержащих гранитоидов.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 5, с. 1174—1177.
- Коваль П. В., Коваленко В. И., Лапидес И. Л., Владыкин Н. В. Главные изоморфные ряды и вопросы номенклатуры слюд.— В кн.: XI съезд Международной минералогической ассоциации. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1978, с. 18—19.
- Коваль П. В., Скоробогатова Н. В., Апальцин Ф. Р., Якубовская Н. Ю., Зайцева Г. М., Владыкин Н. В. Особенности магнетитов мезозойских гранитов Монголии.— Геол. рудных месторождений, 1984, № 1, с. 26—36.
- Козлов В. Д., Свадковская Л. Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 251 с.
- Коржгинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 182 с.
- Корытов Ф. Я., Храпов Л. А., Кандинов М. П. О фенакит-флюоритовой минерализации Монголии.— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 1, с. 190—191.
- Кузьменко М. В. Геохимия тантала и генезис эндогенных танталовых месторождений. М.: Наука, 1978. 213 с.
- Лапидес И. Л., Владыкин Н. В. Расчет кристаллохимических формул сложных породобразующих минералов на ЭВМ.— Геология и геофизика, 1975, № 10, с. 138—145.
- Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В. Слюды редкометалльных гранитоидов. (Химический состав и термический анализ.) Новосибирск: Наука, 1977. 104 с.
- Легейдо В. А. Геохимия олова в магматическом процессе.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. III. Кн. 2. М.: Наука, 1972, с. 348—356.
- Львов Б. К., Петрова Н. И. Закономерности распределения и типоморфизма сфена и апатита в гранитоидах Урала.— В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Т. V. Л., 1975, с. 92—112.
- Ляхович В. В. Рациональная методика извлечения акцессорных минералов из гранитоидов. М.: Недра, 1962. 47 с.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967. 448 с.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 276 с.

- Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 200 с.
- Ляхович В. В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М.: Недра, 1973. 310 с.
- Ляхович В. В. Связь оруденения с магматизмом. М.: Наука, 1976. 423 с.
- Марин Ю. Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 142 с.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. Вып. 11. М.: Наука, 1975. 305 с.
- Минеев Д. А. Геохимия апогранитов и редкометаллических метасоматитов Северо-Западного Тарбогатая. М.: Наука, 1968. 183 с.
- Минеев Д. А. Лаптановиды в минералах. М.: Недра, 1969. 83 с.
- Минералогия редких элементов. М.: Наука, 1964. 839 с.
- Минералы. Справочник. Т. 3. Вып. 1. 1972. 882 с.
- Милькевич Р. И., Котов Н. В. Геология, полиметаморфизм и палеотермометрия комплексов метаморфических пород Ундино-Шилкинского междуречья.— В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Т. 4. Л.: Изд-во ЛГУ, 1972, с. 46—57.
- Наумов В. Б., Владыкин Н. В. Включения в топазах из литий-фтористых гранитов и онгонитов.— В кн.: V Всесоюз. совещание по термобарогеохимии. Уфа, 1976, с. 108—109.
- Наумов В. Б., Коваленко В. И., Иванова Г. Ф., Владыкин Н. В. Генезис топазов по данным изучения микровключений.— Геохимия, 1977, № 3, с. 323—331.
- Наумов В. Б., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Иванова Г. Ф., Владыкин Н. В. Термические исследования включений расплава в топазах из онгонитов.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 3, с. 681—683.
- Неронова Н. Н., Белов Н. В. Кристаллическая структура эльпидита.— Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 3, с. 642—645.
- Павленко А. С. Щелочные метасоматиты контактового типа.— В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—74.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
- Петров Л. Л. Геохимия бериллия в гранитоидах Восточной Сибири. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1969. 24 с.
- Повилайтис М. М., Органова Н. И. К вопросу о составе и свойствах слюд.— В кн.: Труды Минералог. Музея им. А. Е. Ферсмана. Вып. 14. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 140—165.
- Пятенко Ю. А., Воронков А. А., Пудовкина З. В. Минералогическая кристаллохимия титана. М.: Наука, 1976. 155 с.
- Сапожников А. Н., Кашаев А. А. Особенности кристаллической структуры Са-содержащего эльпидита.— Кристаллография, 1978, т. 23, вып. 1, с. 52—56.
- Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 307 с.
- Сливко М. М. Исследование турмалинов некоторых месторождений СССР. Изд. Львов. ун-та, 1955. 315 с.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
- Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометаллических пегматитов. М.: Наука, 1971. 292 с.
- Степанов А. В. Новые и редкие минералы в щелочных гранитах Казахстана.— В кн.: Труды науч.-исслед. ин-та минерального сырья. Вып. 5. Алма-Ата, 1961, с. 12—35.
- Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод исследования минералов. М.: Недра, 1965. 306 с.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 278 с.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. Вып. 9. М.: Наука, 1974. 277 с.
- Тепикин В. Е. Политипия триоктаэдрических литиево-железистых слюд из пегматитов Вольми.— В кн.: Конституция и свойства минералов, № 3. Киев, 1969, с. 73—81.
- Тугаринов А. И., Коваленко В. И. Геохимия гранитоидов Нигерии. М.: Наука, 1973. 107 с.
- Фришман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. Н. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. М.: Наука, 1968. 250 с.
- Чухров Ф. В. Типоморфизм — важнейшая проблема современной минералогии.— В кн.: Типоморфизм минералов. М.: Наука, 1969, с. 3—14.
- Щелочные амфиболы редкометаллических гранитоидов/Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Лапидес И. Л., Горегляд А. В. Новосибирск: Наука, 1977. 228 с.
- Щелочные породы. М.: Мир, 1976. 400 с.
- Ширяева В. А., Шмакин Б. М. О составе турмалинов из мусковитовых пегматитов Восточной Сибири.— Записки Всесоюз. минералог. о-ва, 1969, ч. 98, вып. 2, с. 278—283.

- Эйтель В. Физическая химия силикатов. М.: ИЛ. 1962. 650 с.
- Foster M. D. Interpretation of the composition of lithium micas.— U. S. Geol. Surv., Prof. Papers, 354-B, 1960.
- Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental studies of pegmatite genesis. I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites.— Econ. Geol., 1969, v. 64, N 8.
- Kunitz W. Die Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung und den physikalisch-optischen Eigenschaften innerhalb der Climmergruppe.— Neues Jahrb. Bl., 1924, Bd. 50, S. 365.
- Levinson A. A. Studies in the mica group: relationship between polymorphism and composition in the muscovite-lepidolite series.— Amer. Miner., 1953, v. 38, N 1/2, p. 88—107.
- Munoz J. L. Hydrothermal stability relations of synthetic lepidolite.— Amer. Miner., 1971, v. 56, 11/12, p. 2069—2088.
- Rosenberg P. E. Paragenesis of the topaz-bearing portion of the Brown Derby No 1 pegmatite, Gunnison County Colorado.— Amer. Miner., 1972, v. 57, N 3/4.
- Stevens R. E. A system for calculating analysis of micas and related minerals to end members.— U. S. Geol. Surv. Bul., 1946, v. 950.
- Winchell A. N. Further studies in the lepidolite system.— Amer. Miner., 1943, v. 27, p. 114.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Список сокращений	6
Глава 1. Методика минералогических исследований	7
Глава 2. Общая геологическая и геохимическая характеристика редкометалльных гранитоидов Восточной Монголии	10
Глава 3. Средние содержания и типоморфные парагенезисы аксессуарных минералов	31
Глава 4. Особенности химического состава и содержание редких элементов в минералах редкометалльных гранитоидов	36
Глава 5. Типоморфные минералы, их ассоциации и типохимические признаки минералов из различных типов редкометалльных гранитоидов	161
Глава 6. Особенности образования минералов	175
Заключение	193
Литература	195

Николай Васильевич Владыкин

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ МОНГОЛИИ

Ответственный редактор *Вячеслав Иванович Коваленко*

Утверждено к печати Институтом геохимии
им. академика А. П. Виноградова

Редактор издательства *Э. Д. Роскина*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. В. Растегает*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *Н. Г. Локтева, Р. К. Червова*

ИБ № 23037

Сдано в набор 5.10.81. Подписано в печать 26.1.83. МН-05002. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 17,5+вкл. Усл. кр.-отг. 18,2. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1000 экз. Заказ 742. Цена 3 р. 20 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77,
Станиславского, 25.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
125 169	— 11 снизу	Таблица 34 10 — сферы;	Таблица 43 10 — сфены;

Владыкин Н. В. Минералого-геохимические особенности редкометальных гранитоидов Монголии .