

А К А Д Е М И Я   Н А У К  
С С С Р

# МИНЕРАЛЫ

И ПАРАГЕНЕЗИСЫ  
МИНЕРАЛОВ  
ГОРНЫХ ПОРОД

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СЕКЦИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ  
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

549 : 552.18

МИНЕРАЛЫ  
И ПАРАГЕНЕЗИСЫ  
МИНЕРАЛОВ  
ГОРНЫХ ПОРОД

848



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД  
1973



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор — чл.-корр. АН СССР *П. М. Татарин*

Заместители главного редактора:

д-р геол.-минер. наук *Д. В. Рундквист* и канд. геол.-минер. наук *Ю. Б. Марин*

Члены редколлегии:

акад. *Н. В. Белов*, д-р геол.-минер. наук *В. И. Герасимовский*,  
д-р геол.-минер. наук *М. Н. Годлевский*, проф. *В. В. Доливо-Добровольский*,  
акад. *Д. С. Коржинский*, проф. *А. А. Кузаренко*,  
акад. АН УССР *Е. К. Лазаренко*, д-р геол.-минер. наук *А. С. Марфунин*,  
чл.-корр. АН УССР *А. С. Поваренных*,  
канд. геол.-минер. наук *Н. С. Рудашевский* (отв. секр.), проф. *С. П. Соловьев*,  
доц. *П. А. Строна*, проф. *В. Б. Татарский*,  
проф. *И. И. Шафрановский*

М  $\frac{0292-1087}{042(02)-73}$  588-73

© Издательство «Наука», 1973 г.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Предисловие . . . . .	4
А. Г. Булах, В. Н. Карпатенков, Г. Ф. Анастасенко. Ак- цессорные минералы карбонатитов Центрального массива Турьего полуострова . . . . .	7
Ю. Л. Капустин, Н. М. Черницова, З. В. Пудовкина. Ус- ловия образования, кристаллохимические особенности минералов и синтетиче- ских соединений группы циркелита . . . . .	17
Н. И. Забавникова, З. В. Шлюкова, Е. В. Власова, З. В. Вру- блевская. Новые данные о минералах группы астрофиллита из пегматитов Хибинского массива . . . . .	26
А. О. Шаракшинов. Пироксены из щелочных пород некоторых массивов Витимского плоскогорья . . . . .	31
Н. Г. Закржевская. Включения минералообразующей среды в минера- лах фойяитов Хибинского массива . . . . .	40
В. А. Курепин. Минеральные парагенезисы и условия образования псевдо- лейцитовых сиенитов Сынырского массива . . . . .	53
Ю. Б. Марин. Акцессорные минералы каледонских гранитоидных формаций Северного Казахстана . . . . .	61
Е. Н. Панов. Акцессорный сфен гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья . . . . .	70
Г. Г. Дук. Двойниковые триады плагиоклаза как показатель температуры и глубинности формирования магматических и контактово-метаморфических пород . . . . .	77
М. М. Мануйлова, С. З. Яковлева. О распределении К, Rb и Mg между сосуществующими минералами гранитов (на примере гранитоидных массивов Западного Прибайкалья и Патомского нагорья) . . . . .	82
Ю. Б. Марин, Б. Д. Эфрос. О жильных гранитах и пегматитах Боров- ского массива (Северный Казахстан) . . . . .	93
В. В. Зарубин. О пространственном распределении минералов в слюдонос- ных пегматитовых жилах месторождения Тэдино (Северная Карелия) . . . . .	104
Рефераты . . . . .	114

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящим изданием Всесоюзное минералогическое общество начинает публикацию тематических сборников, суммирующих новые данные о минералах и парагенезисах минералов горных пород и руд. Одновременно выходят в свет два сборника: «Минералы и парагенезисы минералов горных пород» и «Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений». Подготавливаются два новых сборника, в которые войдут статьи с описанием минералов и парагенезисов минералов метасоматических пород и рудных жил.

Публикацией материалов, пополняющих наши данные о минералах и их парагенезисах в горных породах и рудах территории СССР, Общество как бы продолжает издание серии трудов «Материалы для геологии России», систематически выходивших наряду с «Записками Всесоюзного минералогического общества». Однако тематика подготовленных сборников, в связи с изданием в настоящее время многочисленных специализированных геологических журналов и более четким профилем деятельности самого Общества, сужена и ограничивается освещением новейших результатов исследования двух главных природных объектов — минералов и их парагенезисов, создающих своими сочетаниями все многообразие природных тел земной коры.

В два первых сборника включены статьи, полученные редакционной коллегией «Записок ВМО» в период 1971—1972 гг. В статьях приводятся новые данные по составу и структуре минералов, рассматриваются зависимости между свойствами минералов и их конституцией, освещаются вопросы типоморфизма, анализируются условия образования, поля устойчивости минералов. Публикация этих данных содействует познанию физико-химических условий минералообразования и восстановлению динамики природных процессов. Вместе с тем эти данные расширяют наши знания о минералах, их свойствах, местах нахождения и возможностях их практического использования в народном хозяйстве.

Стимулирование минералогических исследований в стране, повышение их научного уровня, апробация и издания материалов по минералогии является программной задачей Общества, определенной ее первым постановлением, где сказано: цель Общества — «усовершенствование и всеобщее распространение познаний о неорганическом царстве природы» (Постановление С.-Петербургского минералогического общества, 1817 г.).<sup>1</sup>

Особое значение в настоящее время приобретает исследование парагенезисов минералов. «Учение о парагенезисе — писал В. И. Вернад-

---

<sup>1</sup> В кн.: Соловьев С. П. Всесоюзное минералогическое общество и его роль в развитии геологических наук. М., 1967, стр. 14.

ский,<sup>2</sup> — лежит в основе современной минералогии». С позиций развиваемых в настоящее время представлений об уровнях организации неорганического вещества парагенезис является закономерным природным образованием, занимающим вполне определенное место в общем ряду природных объектов различных уровней организации: химический элемент → минерал → парагенезис минералов → формация; он лежит в основе не только минералогии, но и сопредельных дисциплин — петрологии, литологии, учения о полезных ископаемых.<sup>3</sup>

Горные породы — гранит, амфиболит, базальт, алевролит, латерит и т. д., характеризующиеся устойчивым минеральным составом и структурой — пространственными соотношениями слагающих их минералов, — являются характерными парагенезисами минералов. Такие образования, как оловоносные кварцево-мусковитовые и топазовые грейзены, редкометальные микроклино-альбитовые апограниты и графические пегматиты, рудоносные гранато-пироксеновые скарны, халькопирито-пирротино-пентландитовые руды медно-никелевых месторождений и многие другие характерные ассоциации минералов, широко распространенные в различных регионах мира и сохраняющие основные черты состава и строения, представляют собой характерные примеры парагенезисов минералов руд.

Несмотря на почти двухвековую историю исследования парагенезисов минералов — понятия, вошедшего в отечественную литературу под названием «смежности минералов» еще в трудах выдающегося минералога, одного из учредителей Всесоюзного минералогического общества В. М. Севергина,<sup>4</sup> именно в области исследования парагенезисов наметилось наибольшее отставание, в значительной мере ограничивающее дальнейшее развитие всей геологической науки.

Не затрагивая здесь дискуссионные вопросы, касающиеся уточнения понятия «парагенезис», — они нашли отражение на страницах журнала<sup>5</sup> — подчеркнем лишь одно общее положение. Если рассматривать парагенезис минералов как естественное природное образование, то его характеристика, так же как и характеристика минералов, будет определяться составом — набором минералов и их количественными соотношениями и структурой — закономерным расположением в пространстве слагающих парагенезисы минералов. Именно в этих данных находит отражение и основная генетическая информация о парагенезисах — о процессах их образования, о последовательности выделения минералов и т. д. Из этих двух «составляющих» — состава и структуры, определяющих парагенезис, остается совершенно неразработанным вопрос о структуре. Вместе с тем еще основоположник отечественной структурной кристаллографии Е. С. Федоров в своей работе «О новой группе изверженных горных пород» (1896 г.) писал: «... для определения породы (парагенезиса, — Д. Р.) важнейшими моментами являются структура и минеральный состав, и при этом из этих двух моментов первый является наиболее важным».

<sup>2</sup> Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. I, вып. I. М., 1923.

<sup>3</sup> Драгунов В. И. Геология и изучение элементов, структуры и уровней организации вещества. В кн.: Общие закономерности геологических явлений, вып. I. Л., 1965; Круть И. В. К проблеме построения теоретического знания. Вопр. филос., № 7, 1968; Косыгин Ю. А. Понятие структуры в геологических исследованиях. Геол. и геоф., № 4, 1970; Проблемы развития советской геологии. Тр. ВСГЕИ, нов. сер., т. 177, 1971.

<sup>4</sup> Севергин В. М. Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел в двух книгах, т. I. СПб., 1798.

<sup>5</sup> Зап. Всес. минер. об-ва, 1951, ч. 80, вып. 2, статья А. Г. Бетехтина; 1968, ч. 97, вып. 4, статья В. А. Жарикова; 1972, ч. 101, вып. 2, статья В. И. Васильева, В. И. Драгунова, Д. В. Рундквиста; 1972, ч. 101, вып. 5, статья О. П. Иванова.

Состояние проблемы исследования парагенезисов из-за неразработанности вопроса о структуре в настоящее время можно сопоставить лишь с минералогией докристаллохимического периода, т. е. конца прошлого — начала текущего столетия. Понятия «структура» и «текстура» применительно к парагенезисам — горным породам и рудам — находятся на стадии описательных определений: сноповидная, письменная, кокардовая, гранобластовая и т. д. Опубликованы только первые работы, намекающие лишь возможные подходы использования учения о симметрии к анализу структур горных пород и руд и созданию рациональной системы описания пространственных взаимоотношений минералов парагенезисов.<sup>6</sup>

Подход к парагенезису, как геологическому образованию в иерархическом ряду природных объектов: химический элемент → минерал → парагенезис минералов → формация открывает большие возможности для распространения рациональных принципов описания и систематики минералов, выработанных многовековой историей минералогии и кристаллографии, для совершенствования всей системы геологических знаний. В частности, для анализа природных образований более высоких уровней организации — парагенезисов минералов и формаций, а также для их систематики представляется перспективным использовать такие понятия как элементарная ячейка, единичное направление, изоморфизм и полиморфизм, симметрия среды и др.

Привлечение внимания членов Всесоюзного минералогического общества к проблеме изучения парагенезисов пород и руд, типизации их структур, к разработке рациональной системы их описания, выявлению общих закономерностей развития минеральных образований в природе — одна из задач настоящего издания.

Д. В. РУНДКВИСТ

---

<sup>6</sup> Ш а ф р а н о в с к и й И. И. Группы симметрии в структурной петрологии. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 85, вып. 4, 1956; Р у н д к в и с т Д. В. Учение о симметрии в применении к структурам минеральных образований. В кн.: Симметрия в природе. Л., 1971; Ж а б и н А. Г., Х а р ч е н к о в А. Г. Равновесная структура мономинерального агрегата. В кн.: Кристаллография и минералогия. Тр. Федоровской юбилейной сессии 1969 г. Л., 1971; Б р о д с к а я Р. Л. К вопросу о метризации структур горных пород. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 101, вып. 5, 1972.

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАРБОНАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО МАССИВА ТУРЬЕГО ПОЛУОСТРОВА

Щелочные массивы Турьего полуострова относятся к каледонской щелочно-ультраосновной формации Балтийского щита. Установлено (Кухаренко и др., 1971), что ведущими элементами, определяющими особенности минерогенеза этой формации, являются железо, титан, ниобий, тантал, редкие земли, фосфор, магний и некоторые другие. Один из наиболее интересных генетических типов минеральных месторождений в этой формации представляют карбонатиты и породы так называемого рудного комплекса. Они известны в ряде массивов Карело-Кольского региона: Ковдорском, Вуориярвинском, Себляврском и Салланлатвинском. В 1970—1971 гг. установлено значительное развитие карбонатитов и пород рудного комплекса также на Турьем полуострове. В них выявлена характерная для этих пород разнообразная акцессорная минерализация.

В пределах Турьего полуострова типичные карбонатиты и породы рудного комплекса установлены в Центральном массиве. Подобно другим массивам этого типа он имеет зональное строение (Дмитриев и др., 1970). Его внешние зоны сложены ийолит-мельтейгитами. Во внутренней части наряду с ийолит-мельтейгитами развиты нормальные и нефелиновые пироксениты, а также мелилитовые породы. Карбонатиты и породы рудного комплекса обнаружены во внутренних зонах массива. Здесь они образуют системы жил (мощностью от долей метра до 2—3, 20 и даже 120 м), залегающих в пироксенитах, мельтейгитах, ийолитах и мелилитовых породах. Карбонатиты слагают также крутопадающие тела типа штоков. Наиболее значительный из них разбурен в ядерной части массива и прослежен до глубины более 300 м. В его пределах установлены карбонатиты разного петрографического состава, резко контактирующие друг с другом, что позволяет интерпретировать карбонатитовый шток как систему сближенных и взаимопересекающихся карбонатитовых жил.

Залегание карбонатитовых жил, судя по редким наблюдениям за их полосчатостью в керне, крутое, контакты их прямолинейные. Во всех карбонатитовых телах обычны останцы сильно измененных вмещающих пород — ийолитов, пироксенитов и т. п. Не менее часто карбонатиты образуют цементирующую массу в мощных зонах брекчий среди ийолитов, мельтейгитов и пироксенитов.

Тела карбонатитов почти повсеместно сопровождаются зонами ослюденения, канкринитизации, цеолитизации и других изменений вмещающих горных пород.

Породы рудного комплекса подчинены карбонатитам и образуют среди них залежи различной мощности — от долей метра до нескольких десятков метров.

Возрастные взаимоотношения карбонатитов и пород рудного комплекса достаточно определены. В большинстве случаев все карбонатиты оказываются более молодыми образованиями. Они в виде жил пересекают породы рудного комплекса и содержат их резорбированные и кальцитизированные реликты. Все разнообразие состава карбонатитов и пород рудного комплекса определяется по существу лишь разными количест-

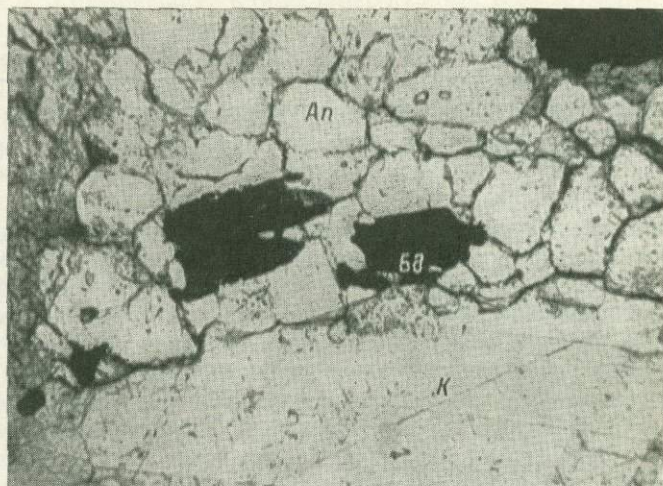


Рис. 1. Таблитчатые кристаллы бадделеита (Бд) в апатите (Ап).

К — кальцит. Без анализатора, увел. 45.

венными соотношениями одних и тех же минералов — карбонатов, оливина, диоксида, апатита, амфиболов, слюд, магнетита и некоторых других. В соответствии с этим их классификация дается по особенностям минерального состава — по их темноцветным и другим второстепенным минералам. По этому принципу среди пород рудного комплекса выделены следующие главные типы: магнетито-оливиновые, апатито-кальцито-магнетитовые с флогопитом и тетраферрифлогопитом, а также кальцито-магнетитовые. Среди карбонатитов установлены форстерито-кальцитовые, флогопито-кальцитовые, тетраферрифлогопито-кальцитовые, биотито-кальцитовые, флогопито-диопсидо-кальцитовые, хлорито-кальцитовые, амфиболо-кальцитовые, мономинеральные кальцитовые, натролито-кальцитовые, доломито-кальцитовые и доломито-сидеритовые разновидности. Не все перечисленные разновидности пород четко отличаются друг от друга, некоторые связаны постепенными переходами. Так, наблюдались двуслюдяные карбонатиты (с зеленым флогопитом и коричневым тетраферрифлогопитом), в карбонатитах с хлоритом устанавливаются реликты слюд, свидетельствующие о вторичной природе хлоритизации пород. В дальнейшем кальцитовые карбонатиты первых трех разновидностей, очевидно, могут быть подразделены более мелко, например по содержанию в них магнетита и апатита. Все это делает приведенную выше классификацию в известной мере условной. Разработанная для других массивов классификация пород этой серии пока неприменима.

В карбонатитах и породах рудного комплекса выявлен почти полный набор аксессуарных редкометалльных минералов, известный в других щелочно-ультраосновных массивах и характерный для ранних стадий карбонатитового процесса. Здесь обнаружены бадделеит, кальциртит, пироклор и его разновидности — циркелит, дизаналит, циркон. В карбонатизированных апомелилитовых метасоматитах установлен аксессуарный ториапит.

Б а д д е л е и т является весьма обычным аксессуарным минералом пород рудного комплекса и кальцитовых карбонатитов. Он всегда приурочен к зернистым скоплениям апатита (рис. 1) и ассоциирует также с диопсидом, флогопитом, магнетитом, кальциртитом и реже с пироклором.

Бадделеит почти всегда образует идиоморфные кристаллы, реже уплощенные зерна. Размер их достигает 2 мм в длину. Кристаллы бадделеита, как показало их гониометрическое изучение, удлинены по [001] и имеют призматический габитус, обусловленный преобладающим развитием граней *a* и *m*. Взаимное развитие этих граней на некоторых кристаллах одинаковое (рис. 2, *a*), другие резко уплощены по *a* (рис. 2, *e—d*), иногда доминирует грань *m* (рис. 2, *b*). Головки кристаллов венчаются гранями *y*, *r*, *d*, *c* и в зависимости от степени их развития могут быть остроконечными или притупленными (рис. 2).

Помимо одиночных кристаллов бадделеит образует простые двойники с плоскостью срастания по (010) (рис. 2, *e—z*), а также коленчатые и крестообразные двойники, однотипные с описанными О. М. Римской-Корсаковой и И. Б. Динабург (1964) из карбонатитов и руд Ковдорского массива.

Цвет бадделеита коричневый с разной интенсивностью окраски. Часто кристаллы зонально или ритмично-зонально окрашены, причем границы зон совпадают с зонами роста кристаллов.

Удельный вес бадделеита  $5.8 \pm 0.1$ . Показатели преломления для минералов из пород рудного комплекса:  $N_g = 2.26 - 2.28$ ,  $N_p = 2.14 - 2.16$ ; из кальцитовых карбонатитов:  $N_g = 2.25 \pm 0.01$ ,  $N_p = 2.16 \pm 0.01$ .

Судя по физическим свойствам, состав минерала весьма близок к  $ZrO_2$ . По результатам количественного спектрального анализа (аналитик В. А. Галибин, НИИЗК ЛГУ), в бадделеите установлены весьма незначительные примеси ниобия (0.1—0.4%) и гафния ( $ZrO_2/HfO_2 = 52 - 66$ ); химический состав (в вес. %):  $TiO_2 - 1.56$ ,  $SiO_2 - 0.59$ ,  $Fe_2O_3 - 0.32$ ,  $TR - 0.03$ ,  $Nb_2O_5 - 0.22$ ,  $Ta_2O_5 - 0.07$ ,  $ThO_2 - 0.01$  (аналитик Е. М. Гельман, ЦЛ СЗТГУ).

К а л ь ц и р т и т является одним из специфических и наиболее распространенных аксессуарных минералов в карбонатитах и породах рудного комплекса. Он находится здесь в редкой ассоциации и постоянно сопровождается полным набором циркониевых минералов (бадделеитом, цирконом и циркелитом), известных в метасоматитах других щелочно-ультраосновных массивов, где, как правило, эти минералы относятся к двум парагенезисам, последовательно сменяющим друг друга во времени. В ассоциации с кальциртитом отмечаются апатит и пироклор, иногда сфен.

Кальциртит, вероятно, выделялся до апатита и одновременно с циркелитом, с которым он часто наблюдается в тесных взаимных срастаниях.

Кальциртит образует в породах идиоморфные изометрически развитые кристаллы размером от долей до 1 мм в диаметре. Подавляющее большинство кристаллов представлено двойниковыми сростками, так называемого 4-го типа (Булах, Шевалеевский, 1962; Bulach et al., 1967), и характеризуется весьма сложным габитусом. Изредка отмечались двойниковые сростки других типов, и как исключительная редкость — одиночные кри-

сталлы. Последние, по результатам гониометрии, полностью аналогичны по набору простых форм и характеру их развития описанным ранее кристаллам этого минерала (Булах, Шевалеевский, 1962).

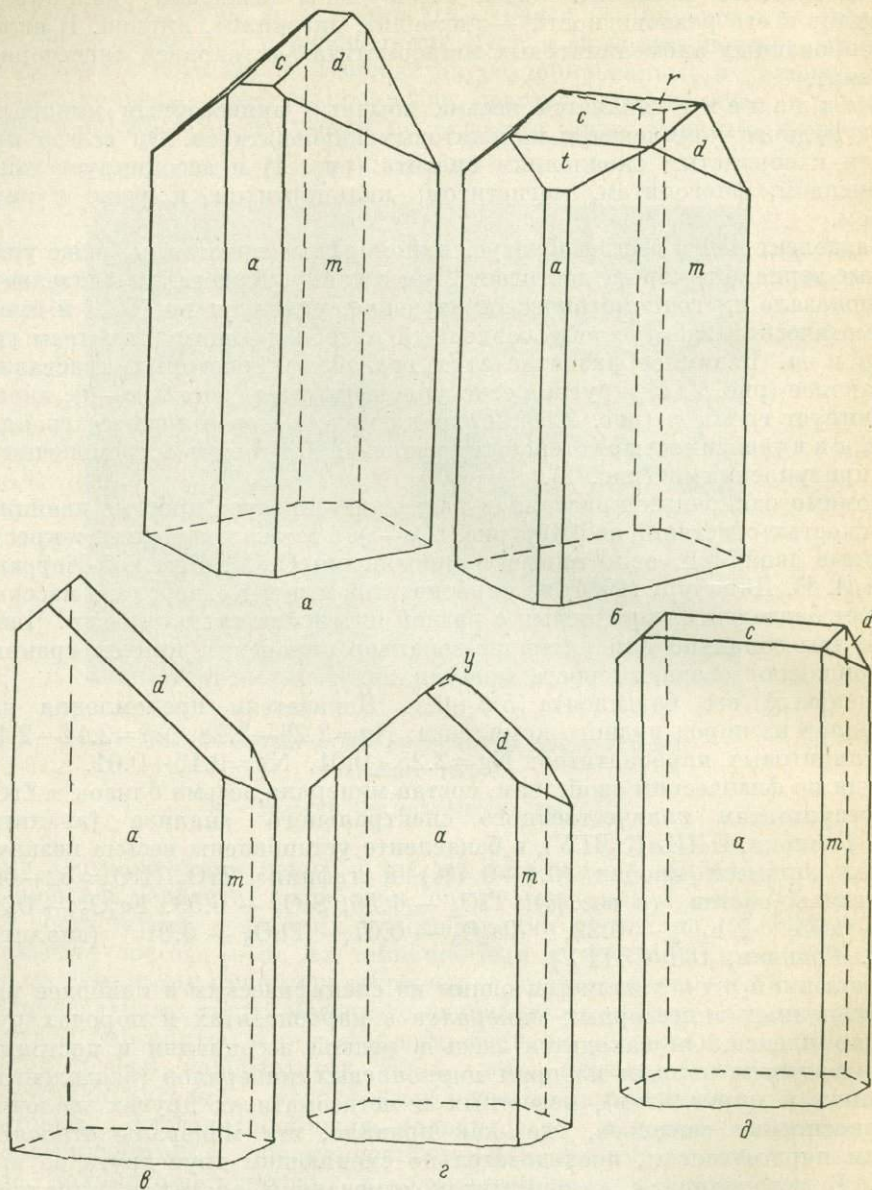


Рис. 2. Форма кристаллов и двойников бадделейта из «руд» и карбонатов Центрального массива.

$a-d$  — кристаллы;  $e-z$  — двойники; грани:  $a$  — (100),  $m$  — (110),  $g$  — (210),  $c$  — (001),  $r$  — (102),  $y$  — (112),  $d$  — (011).

Цвет кальцитрита варьирует от коричневого до темно-коричневого и почти черного. Блеск на гранях алмазный, в изломе жирный; одноосный, положительный;  $N_o = 2.22 \pm 0.01$ ,  $N_e = 2.25 \pm 0.01$ .

Параметры элементарной ячейки стандартны для этого минерала (табл. 1), что указывает на его химическую чистоту. Действительно, из

обычных примесей количественным спектральным анализом в кальцитрите обнаружены (аналитик В. А. Галибин) лишь ниобий (от 0.4 до 3%) и тантал (1.5—4%). Величина  $ZrO_2/HfO_2$  колеблется от 59 до 68.

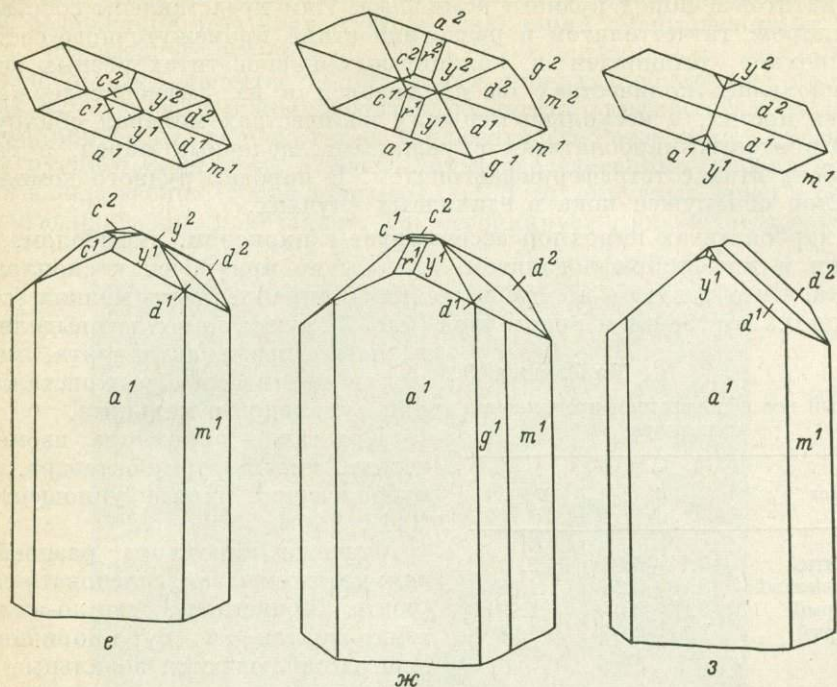


Рис. 2 (продолжение).

Циркелит предположительно диагностирован в кальцитовых карбонатах и породах рудного комплекса. Он наблюдается здесь в тесных взаимных стартациях с кальцитритом и в виде наростов на гранях

Таблица 1

Параметры элементарной ячейки кальцитрита  
(Аналитик В. Н. Герасимов, НИИГА)

Порода	$a_0 \pm 0.01 \text{ \AA}$	$c_0 \pm 0.01 \text{ \AA}$
Апатито-магнетитовая . . . . .	15.38	10.25
Карбонатит с флогопитом . . . . .	15.28	10.16
То же . . . . .	15.34	10.22
Карбонатизированный пироксенит	15.34	10.22

Таблица 2

Результаты расчета дебаграммы циркелита  
(Аналитик А. И. Комков)

$l$	$d, \text{ \AA}$	$hkl$
100	2.930	111
6	2.800	—
10	2.535	200
3 <sup>p</sup>	2.170	—
1 <sup>p</sup>	1.945	—
27	1.795	222
5	1.745	—
3 <sup>p</sup>	1.648	—
18	1.529	311

последнего. Реже циркелит образует неправильной формы зерна размером не более 0.3 мм или же мельчайшие таблитчатые кристаллы с тонкой пильчатой штриховкой на боковой поверхности.

Цвет минерала темно-бурый, блеск полуметаллический, слабо анизотропен;  $N=2.16 \pm 0.02$ .

Условия съемки: дифрактометр УРС-50 ИМ, Си-излучение,  $\theta$  от  $14^{\circ}30'$  до  $32^{\circ}$ .

Рентгенометрическое исследование порошка минерала подтвердило диагностику циркелита (табл. 2):  $a_0 = 5.076 \pm 0.003 \text{ \AA}$ .

Минералы группы пирохлора — типичные аксессуары карбонатитов и пород рудного комплекса. Они представлены собственно пирохлором, гатчетолитом и разновидностями промежуточного состава.

Пирохлор установлен в кальцитовых карбонатитах разных типов. В наибольших количествах он наблюдался в их амфиболсодержащих разновидностях, в несколько меньших количествах минерал обнаружен в флогопитовых карбонатитах с реликтами щелочных пород, а также в карбонатитах с тетраферрифлогопитом. В породах рудного комплекса пирохлор обнаружен пока в единичных случаях.

В карбонатитах пирохлор ассоциирует с цирконом, амфиболом, флогопитом и тетраферрифлогопитом, где обычно приурочен к скоплениям апатита. Он образует в породе рассеянную вкрапленность мелких (сотые доли до 0.5 мм) зерен и кристаллов (рис. 3). Здесь пирохлор выделялся,

вероятно, позже актинолита, магнетита и апатита, но до кристаллизации сульфидов и кальцита.

Кристаллы пирохлора изометрические, имеют форму октаэдра, реже кубооктаэдра, иногда уплощены по (111).

Окраска пирохлора разнообразная: медово-желтая, зеленовато-серая (почти бесцветная), светло-желтая, темно-желтая и буро-коричневая. Иногда наблюдаются зональные зерна и кристаллы: их ядерная часть

темно окрашена контурами неправильной формы. Внешняя часть кристаллов светло-желтая. По-видимому, ядерная часть таких кристаллов является реликтом более раннего пирохлора, резорбированного, а затем обросшего пирохлором поздней генерации.

Блеск минерала слабый, жирный. Удельный вес пирохлоров разной окраски колеблется в пределах 3.71—3.96 (табл. 3), причем статистический анализ с применением критерия Стьюдента показывает, что наблюдаемые различия имеют реальные значения и не связаны с погрешностью в измерениях. Диапазон полученных значений удельного веса отвечает собственно пирохлорам, содержащим лишь примесь тантала, тория и урана.

Показатель преломления пирохлоров изменяется в пределах 1.98—2.01 (табл. 3).

Рентгеновское исследование пирохлоров из карбонатитов (аналитик А. И. Комков) показало, что они относятся к сравнительно редко встречающимся лишь частично метамиктизированным образцам, что согласуется с малым содержанием в них радиоактивных элементов. Светло-желтая и буро-коричневая разновидности имеют одинаковый (в пределах точности измерений) параметр элементарной ячейки ( $a_0 = 10.37 \pm 0.01 \text{ \AA}$ ), характерный для собственно пирохлоров. Термограммы пирохлоров также указывают на малую степень их метамиктизации и гидратации.

Согласно результатам химического анализа (аналитик Е. М. Гельман), исследованные желтая и коричневая разновидности пирохлора, как это и следует ожидать по их физическим свойствам, характеризуются незначительными содержаниями тантала, урана и тория (соответственно в вес. %):  $Ta_2O_5$  — 0.74 и 0.64,  $UO_3$  — 0.05 и 0.05,  $ThO_2$  — 1.26 и 1.36,  $ZrO_2$  — 1.08 и 1.17,  $BaO$  — 0.11 и не обн.,  $SrO$  — 0.43 и 0.16.

Таблица 3

Удельный вес и показатели преломления пирохлора

Цвет	$d$	$N_{\pm 0.01}$
Желтый	$3.71 \pm 0.05$	2.01
Темно-желтый	$3.89 \pm 0.03$	1.98
Бурый	$3.96 \pm 0.07$	1.99
Серый	$3.81 \pm 0.04$	1.98

Как показало изучение на микроанализаторе фирмы «Камека», закономерности распределения Nb, Ta, Ti, Zr и Fe в пределах отдельных зерен пирохлора не устанавливаются, даже явно зональные по цвету кристаллы минерала характеризуются весьма незначительными колебаниями содержания этих элементов по всей линии сканирования от ядерных до периферических зон.

Гатчеттолит в качестве акцессорного минерала обнаружен в прото-лочках двух проб: из кальцитового карбонатита с амфиболом и из флогопито-кальцитового карбонатита, заключающего отдельные фрагменты пород рудного комплекса. Гатчеттолит в исследованных пробах наблюдается в виде мелких (сотые доли до 0.1—0.3 мм) округлых зерен и редких кубооктаэдрических кристаллов. Он ассоциирует с апатитом, цирконом,

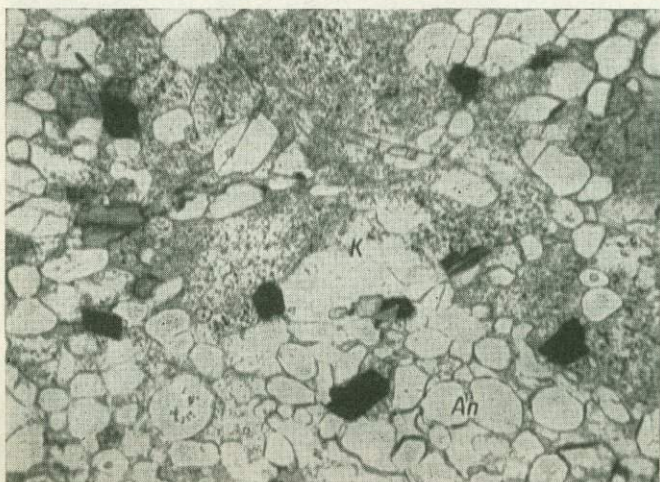


Рис. 3. Вкрапления идиоморфных кристаллов пирохлора (черное) в карбонатите.

K — кальцит, Ap — апатит. Без анализатора, увел. 20.

флогопитом, халькопиритом, иногда с пирохлором. Минерал имеет бурочерную или темную красно-бурю окраску, жирный или смолистый блеск.

Для красно-бурого гатчеттолита из пород рудного комплекса значения  $d=4.20 \pm 0.04$  и  $N=1.99 \pm 0.01$ ; для буро-черной разновидности из карбонатитов  $d=4.38 \pm 0.03$  и  $N=2.00 \mp 0.01$ .

Методом количественного спектрального анализа (аналитик В. А. Галибин) в гатчеттолитах обеих разновидностей установлено (в вес.%): U —  $>10$ , Ta — 5—7, Zr — 0.4—0.5, Sr — 2 и Ce — 2%. Эти цифры соответствуют и результатам флуоресцентного рентгеноспектрального анализа (аналитик А. В. Бахтияров, ЛГУ) черного гатчеттолита (в вес.%): Ta — 12, U — 9, Th — 0.2, Zr — 0.08, Sr — 1 и Y —  $<0.05$ .

Д и з а н а л и т установлен в крупнозернистом флогопито-кальцитовом карбонатите с реликтами кальцитизированного турьяита (коллекция Д. Н. Дмитриева). Он ассоциирует с магнетитом и зеленым флогопитом. Кубические и кубооктаэдрические кристаллы дизаналита (размером от 0.01 до 0.1—0.5 мм) нарастают на реликты мелилита. Минерал имеет черный цвет, в тонких сколах просвечивает коричневым. Блеск смолистый, изотропен;  $N=2.31 \pm 0.02$ ,  $d=4.09 \pm 0.01$ . Параметры элементарной ячейки (аналитик А. И. Комков):  $a_0 \approx b_0 \approx c_0 = 7.73 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 90^\circ 40'$ . Химическим анализом (аналитик В. Ф. Филонова, ЦЛ СЗТГУ) установлено

(в вес. %):  $\text{SiO}_2$  — 0.90,  $\text{TiO}_2$  — 48.50,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0.10,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 1.40,  $\text{FeO}$  — 0.68,  $\text{CaO}$  — 31.99,  $\text{MgO}$  — 3.27,  $\text{MnO}$  — 0.26,  $\text{BaO}$  — 0.07,  $\text{ZrO}_2$  — 0.29,  $\text{ThO}_2$  — 1.46,  $\text{UO}_3$  — 0.004,  $\text{TR}_2\text{O}_3$  — 3.56,  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  — 0.65,  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  — 3.88,  $\text{K}_2\text{O}$  — 0.08,  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0.79,  $\text{F}$  — 0.21,  $-\text{F}=\text{O}_2$  — 0.09, п. п. п. — 0.66,  $\text{H}_2\text{O}$  — 0.32,  $\text{SrO}$  — 0.7, сумма 100.04.

Формула дизаналита имеет вид:  $(\text{Ca}_{0.81}\text{Mg}_{0.12}\text{Mn}_{0.01}\text{TR}_{0.03}\text{Fe}_{0.03}^{2+}\text{Na}_{0.04}\text{Th}_{0.01})_{1.05}(\text{Ti}_{0.87}\text{Nb}_{0.04}\text{Fe}_{0.03}^{3+}\text{Si}_{0.02}\text{Zr}_{0.01})_{0.97}(\text{O}_{2.98}\text{F}_{0.02})_{3.00}$ .

Как видно по физическим свойствам и особенностям химического состава, минерал относится к разновидности, промежуточной между кнопитом и типичным дизаналитом, относительно обогащенной танталом.



Рис. 4. Зерна циркона неправильной формы в карбонате.

Цр — циркон, Фл — флогопит. Без анализатора, увел. 20.

Циркон распространен во всех разновидностях кальцитовых карбонатов и пород рудного комплекса. Он ассоциирует здесь с магнетитом, анатитом, флогопитом, амфиболом, пироксеном, бадделейтом и кальцитом.

Чаще всего циркон встречается в виде вкрапленности мелких (0.01—1.5 мм) зерен и кристаллов, приуроченных к скоплениям апатита или к участкам пород, обогащенным магнетитом или темноцветными минералами (рис. 4). Он выделялся здесь позже слюд, апатита и кальцита, но раньше сульфидов, которые проникают по трещинам в кристаллы циркона.

Кристаллы циркона дипирамидальные или призматически-дипирамидальные, но иногда искажены, приобретают псевдотаблитчатый и другой облик вследствие неравномерного развития граней дипирамиды. Наблюдались также скелетные формы, возникшие в условиях стесненного роста кристаллов.

Гониометрическое изучение показало, что кристаллы циркона образованы гранями дипирамид  $s$  (111),  $\rho$  (221), дитетрагональной дипирамиды  $\lambda$  (131) и призмы  $m$  (110). По сочетанию этих простых форм и по степени их развития различаются два типа кристаллов (рис. 5). Наиболее распространены кристаллы дипирамидального габитуса. Среди них можно выделить разные морфологические разновидности (рис. 5, а, б).

Кристаллы другого, более редкого здесь типа имеют дипирамидально-призматический габитус, благодаря относительно сильному развитию граней  $m$  (рис. 5, в, г).

Цвет циркона различен — серовато-желтый, розовый, серовато-белый, молочно-белый, светло- и темно-коричневый, наблюдались и совершенно бесцветные прозрачные его кристаллы, а также зонально окрашенные индивиды.

Удельный вес всех цветовых разновидностей цирконов и их показатели преломления колеблются в сравнительно узких пределах (табл. 4) и в целом отвечают обычным для циркона значениям. Также постоянны в пределах точности измерений (аналитик А. И. Комков) параметры элементарной ячейки минерала ( $a_0 = 6.60 \pm 0.01 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 5.99 \pm 0.01 \text{ \AA}$ ). Такое постоянство свойств показывает, что и по составу все изученные разновидности циркона мало отличаются друг от друга. По данным полуколичественного спектрального анализа, а также по результатам рентгеноспектральных определений (аналитик А. В. Бахтияров), во всех образцах в количестве менее 0.05% присутствует уран и иттрий. Некоторые различия замечаются лишь по содержанию ниобия и гафния: цирконы из

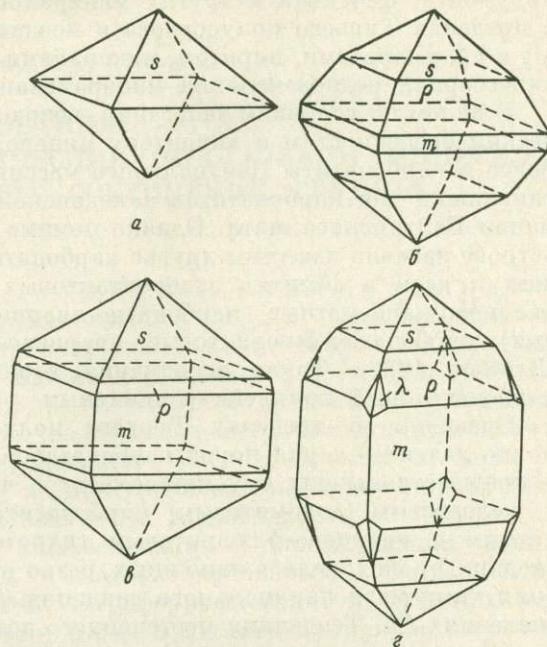


Рис. 5. Различные формы кристаллов циркона из карбонатитов Центрального массива.

пород рудного комплекса содержат заметно больше ниобия, но обеднены гафнием по сравнению с цирконами из карбонатитов. Средние значения для цирконов из обоих типов пород составляют («руды» и карбонатиты соответственно): Nb — 0.13 и 0.05%,  $ZrO_2/HfO_2$  — 59 и 47%.

Описанные выше минералы указывают на комплексный (Ti—Zr, Nb—Ta) характер металлоносности пород карбонатитовой серии Центрального массива Турьего полуострова. Совместное нахождение сразу четырех циркониевых фаз и часто двойственные возрастные взаимоотношения между ними свидетельствуют о неравновесности и изменчивости

Таблица 4

Удельный вес и показатели преломления цирконов

Порода	Цвет минерала	$d_{\pm 0.03}$	$N_o \pm 0.001$	$N_e \pm 0.001$
Кальцитовый карбонатит	Коричневый	4.56	1.925	1.980—1.982
		4.60	1.925	—
	Молочно-белый Белесый	4.47	1.920	—
		4.56	1.923	—
Апатито-флогопито-магнетитовая порода	Коричневый	—	1.922	—
		—	1.921	—
		—	1.924	—

условий их образования, а заметная относительная обогащенность пород бадделейтом, циркелитом и кальциртитом может указывать, в соответствии с представлениями Л. С. Бородин (1965), на принадлежность карбонатитов Турьего полуострова к фациям малой глубинности, что ранее было установлено для всего щелочного комплекса по ряду геологических признаков (Кухаренко и др., 1965).

Все выявленные минералы типичны для карбонатитов ранних стадий. В них возможно обнаружение также луешита, натриобиита, вторичных колумбита, ферсмита и других минералов. Имеются признаки развития в пределах Турьего полуострова и поздних карбонатитов с карбонатами Mg и Fe, хлоритами, пиритом, минералами Sr, Ba и другими индикаторами аксессуарной редкоземельной минерализации.

В целом по условиям залегания, возрастному положению, петрографическим особенностям и характеру минерализации породы рудного комплекса и карбонатиты Центрального массива обладают всеми признаками, типичными для карбонатитов каледонской щелочно-ультраосновной формации Балтийского щита. Однако помимо карбонатитов на Турьем полуострове издавна известны другие карбонатные породы, залегающие в виде жил и даек в фенитах экзоконтактовых ореолов щелочных массивов: кварцево-карбонатные, карбонатно-кварцевые (вплоть до чисто кварцевых), карбонатно-флюоритовые, кварцево-карбонатно-флюоритовые и др. (Kranck, 1928). Такая ассоциация горных пород делает Турьинский карбонатитовый комплекс уникальным.

Очевидно, в пределах Турьего полуострова обнаружена наиболее полно развитая серия пород карбонатитового ряда от рудного комплекса и предшествовавших ему метасоматитов через кальцитовые карбонатиты к железистым (доломитовым) карбонатитам и далее к кварцево-карбонатным и кварцево-флюоритовым гидротермалитам. Формирование последних происходило в явно иных, резко отличных от карбонатитов, условиях химизма и парциального давления  $\text{CO}_2$  в кислых средах при иных значениях *Eh*. Тенденция постепенного возрастания степени кислотности, роста потенциала кислорода, увеличения роли кремния в среде минералообразования при переходе от более ранних карбонатитов к поздним проявлена во многих массивах Карело-Кольского региона (Кухаренко и др., 1965; Булах, 1967, и др.), однако на Турьем полуострове она получила свое крайнее развитие.

#### ЛИТЕРАТУРА

Бородин Л. С. Парагенезисы минералов Nb, Zr, Ti и фации глубинности карбонатитов. В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Л., изд-во «Наука», 1965.

Булах А. Г., Шевалеевский И. Д. К минералогии и кристаллографии кальциртита из щелочных пород и карбонатитов. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 91, вып. 1, 1962.

Булах А. Г. К генезису карбонатитов Себляврского массива (Кольский полуостров). В кн.: Минералогия и геохимия, вып. 2. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1967.

Дмитриев Д. Н., Шатилов С. В., Булах А. Г. Новые данные о геологии массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Турьего полуострова (Кольский полуостров). ДАН СССР, т. 193, № 6, 1970.

Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Л., изд-во «Недра», 1965.

Кухаренко А. А., Булах А. Г., Ильинский Г. А., Шинкарев Н. Ф., Орлова М. П. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. 72, вып. 2. Л., изд-во «Недра», 1971.

Римская - Корсакова О. М., Динабург О. Б. Бадделит в массивах ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова. В кн.: Минералогия и геохимия, вып. 1. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1964.

Bulah A. G., Anastasenko G. F., Dakhiga L. M. Calcitrite from carbonatites of Northern Siberia. Amer. miner., v. 52, № 11—12, 1967.

Kranck E. H. On turjaite and the ijolite stem of Turja, Kola, Fennia, v. 51, № 5, 1928.

Ю. Л. КАПУСТИН, Н. М. ЧЕРНИЦОВА, З. В. ПУДОВКИНА

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ И СИНТЕТИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ ГРУППЫ ЦИРКЕЛИТА

848  
Краткие сведения о нахождении минералов в природе. Минералы рассматриваемой группы оказались исключительно характерными для карбонатитовых комплексов и в настоящее время обнаружены во многих массивах (Бородин и др., 1956, 1960; Булах и др., 1960; Пожарицкая и др., 1966). Четко выделяются две генерации (разновидности) минералов: малониобиевая (циркелит, цирконолит), встречаемая в измененных пироксенитах, и более богатая ниобием, обнаруженная в карбонатитах и распространенная наиболее широко (ниобиевый циркелит, ниобоцирконолит). Эта разновидность типоморфна для начальной стадии процесса амфиболитизации — доломитизации ранних карбонатитов — и появляется в катаклазированных участках пород в тесной ассоциации с апатитом, тетраферрифлогопитом, гумитом, пирротином и рихтеритом (Капустин, 1964). В массиве Вуориярви встречены самостоятельные прожилки зернистого апатита, содержащие пирротин, 10—15% рихтерита и неравномерно распределенную вкрапленность пластинчатых кристаллов ниобиевой разновидности минерала. В Ковдоре этот же минерал образует вкрапленность в зонах карбонатизации апатитизированных магнетито-форстеритовых пород и фенитов (к югу от массива), превращенных в апатито-диопсидовые породы с примесью бесцветного игольчатого рихтерита. Точно так же в одном из Сибирских массивов над следами телами ранних карбонатитов этот же минерал образует редкую вкрапленность в апатито-сланцевых метасоматитах, развитых по вмещающим сланцам.

Для минералов рассматриваемой группы обычно указывалась ассоциация с пироксеном, гатчетолитом и бадделитом. Нами показано, что перечисленные минералы, являющиеся первичными для ранних карбонатитов, во всех изученных нами массивах в амфиболитизированных участках подвергаются дроблению, непосредственно обрастают и замещаются ниобоцирконолитом (Капустин, 1964). Пластинки последнего нарастают на неровной поверхности обломков пироксена, гатчетолита и бадделита, а в центре его более крупных поликристаллических сростков постоянно встречаются реликты перечисленных минералов.

В протолочках эти минералы часто встречаются совместно, но находятся в реакционных взаимоотношениях. Зерна пироксена и бадделита округлены и теряют кристаллографические очертания. Поверхность их неровная, с многочисленными впадинами и следами интенсивной коррозии. Во многих анализированных протолочках из карбонатитов Вуориярви, Восточной и Юго-Восточной Сибири кристаллы этих минералов превращены



щены в бесформенные ноздреватые выделения с вростками (с периферии) рихтерита, пирротина и апатита.<sup>1</sup>

Проведенный количественный подсчет по 18 карбонатитовым жилам массива Вуориярви, в различной степени доломитизированным и рихтеритизированным, показал увеличение содержания ниобиевой разновидности минерала при росте количества клиногумита, особенно пирротина, тетраферрифлогопита, в меньшей мере рихтерита. Содержание ниобиевой разновидности минерала уменьшается с ростом количества пирохлора, бадделеита и циркона (рис. 1). При дальнейшем изменении карбоната, возрастании в нем содержания рихтерита и появлении доломита кристаллы всех минералов циркония замещаются агрегатом циркона и ильменита или на них нарастают кристаллические корки циркона. Как правило, более мелкие кристаллы рассматриваемого минерала (< 0.3 мм) имеют

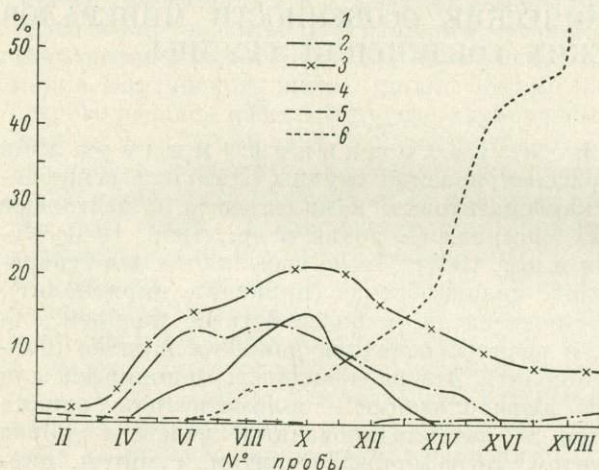


Рис. 1. Изменение содержания минералов в карбонатах Вуориярви.

1 — цирконит, 2 — пирротин, 3 — тетраферрифлогопит, 4 — циркон, 5 — пирохлор, 6 — рихтерит; I—IV — неизменный карбонатит; V — катаклазированный карбонатит; VI—IX — карбонатит с рихтеритом и тетраферрифлогопитом; X—XIV — интенсивно рихтеритизированный карбонатит; XV—XVIII — карбонатно-рихтеритовый «сланец» (пробы расположены в порядке возрастания степени изменения карбоната и содержания в нем рихтерита и доломита; за 100% принято суммарное содержание минералов без карбонатов).

вид тонких пластинок с блестящими гранями, а более крупные кристаллы представляют собой полисинтетические двойники. Морфология, свойства и состав этих минералов в настоящее время изучены довольно полно (Минералы, 1967).

Экспериментальное исследование изоморфизма катионов. Состав минералов довольно сложен. Основными катионами являются Ti, Zr, Ca, но в переменных количествах содержатся Nb, Ta, Hf, U, Th, TR, Sr, Ba, Na, Fe. Обобщенная формула минерала —  $AZrB_2O_7$ , где  $A=Ca, TR, U, Th, Na, Sr, Ba$  и  $B=Ti, Nb, Ta, Fe^{3+}$ . Изоморфизм катионов осуществляется по нескольким схемам, гетеровалентен и почти всегда захватывает обе группы (A и B):  $Ca^{2+}Ti^{4+} \leftarrow Ce^{3+}Fe^{3+}$ ,  $Ca^{2+}Ti^{4+} \leftarrow U^{4+}Fe^{2+}$ ,  $2Ti^{4+} \leftarrow Nb^{5+}Fe^{3+}$ ,  $2Ca^{2+} \leftarrow (U^{4+}, Th^{4+})$ ,  $Zr^{4+} \leftarrow Ti^{4+}$ ,  $Nb^{5+} \leftarrow Ta^{5+}$ ,  $2Ca^{2+} \leftarrow Zr^{4+}$ . На треугольной диаграмме с вершинами Ti, Zr и Nb (рис. 2) при нанесении составов отдельных образцов минералов выделяются два отдельных поля разновидностей — бедной (4) и более богатой (5) ниобием. Образцов промежуточного состава, с содержанием  $Nb_2O_5$  от 5 до 11%, в природе не обнаружено.

В целях изучения особенностей изоморфизма в минералах этой группы нами проведено экспериментальное исследование основных возможных изоморфных рядов:  $2Ti \leftarrow NbFe^{3+}$ ,  $CaTi \leftarrow CeFe^{3+}$ ,  $Ti \leftarrow Zr$ ,  $Zr \leftarrow Ti$ ,  $ZrTi \leftarrow CaNb$ ,  $ZrTi \leftarrow CaTa$ .

<sup>1</sup> В неизменных участках, за пределами зон амфиболитизации, кристаллы пирохлора и бадделеита имеют ровные блестящие грани.

<sup>2</sup> В структуре минерала Zr и Ti занимают различные кристаллохимические пози-

При исследованиях исходным продуктом явился синтетический аналог природного  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$  (Пудовкина, Пятенко, 1964), параметры которого введены во все таблицы для сравнения с параметрами продуктов усложненного состава. Все синтезированные образцы получались методом собирательной рекристаллизации (Кузнецов, 1954) в твердом состоянии. Навески стехиометрических количеств соответствующих чистых

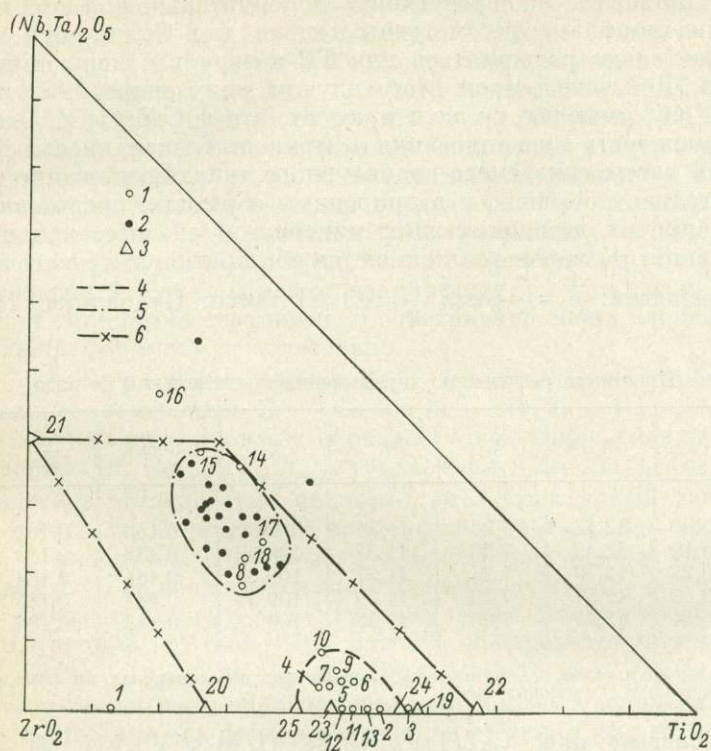


Рис. 2. Диаграмма состава минералов группы цирколита (цирконолита).

1—3 — составы образцов (1—25): 1 — по данным справочника «Минералы» (1967) с той же нумерацией (1—18), 2 — по данным Л. К. Пожарицкой и др. (1966), 3 — изученные синтетические соединения (19—25): 19 —  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$ , 20 —  $\text{Ca}_{0.5}\text{Ce}_{0.5}\text{ZrTi}_{0.5}\text{Fe}_{0.5}^{3+}\text{O}_7$ , 21 —  $\text{CaZrNbFe}^{3+}\text{O}_7$ , 22 —  $\text{CaZr}_{0.75}\text{Ti}_{2.25}\text{O}_7$ , 23 —  $\text{CaZr}_{1.25}\text{Ti}_{1.75}\text{O}_7$ , 24 —  $\text{Ca}_{1.125}\text{Zr}_{0.75}\text{Ti}_{1.5}\text{Nb}_{0.5}\text{O}_7$ , 25 —  $\text{YZrTiFeO}_7$ ; 4 — поле минерала, бедного Nb (цирконолит); 5 — поле ниобиевой разновидности (ниобцирконолит); 6 — область устойчивости соединений расколотого структурного типа.

окислов спрессовывались в таблетки (при давлении  $\sim 120$  атм.) и прокаливались на воздухе при температуре  $1200^\circ$  в течение 3—5 час. (чистота реактивов не ниже 99.5%). Продукты синтеза изучались с помощью рентгенографического метода порошка в камерах с фотографической регистрацией интенсивностей дифракционной картины (камеры РКД, РКУ-114, РКЭ), а также дифрактометрическим методом. Параметры решетки определялись стандартным для соединения  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$  способом (Пудовкина, Пятенко, 1964) по отражениям 800, 040, 004, 006, 008, 406, 406 (hkl). Точность определения линейных параметров решетки  $\pm 0.02\text{\AA}$  и угловых  $\pm 5'$ .

1. Редкоземельный ряд  $\text{Ca}_{1-x}\text{Ce}_x\text{ZrTi}_{2-x}\text{Fe}_x^{3+}\text{O}_7$  ( $0 < x < 1$ ). Рентгенографическим исследованием полученных продуктов установлено, что

ции (Пудовкина, Пятенко, 1964), в связи с чем отдельно изучалось замещение  $\text{Zr} \rightarrow \text{Ti}$  и  $\text{Ti} \rightarrow \text{Zr}$ .

только образцы состава с  $x \leq 0.5$  принадлежат рассматриваемому структурному типу (рис. 3). Следовательно, при указанных условиях синтеза на Се замещается не более половины атомов Са. Изученные образцы характеризуются непрерывным и значительным изменением параметра  $a_0$  моноклинной ячейки при практической неизменности остальных ее трех параметров (табл. 1). Дальнейшее увеличение содержания Се в образцах ( $x > 0.5$ ) приводит к образованию дополнительной фазы церианита. Пределы изоморфизма рассмотрены только для Се, но они, вероятно, могут значительно расширяться для TR-катионов с меньшими ионными радиусами. Доказательством этого служит полученное нами соединение  $\text{YZr}(\text{TiFe}^{3+})\text{O}_7$ , имеющее ту же структуру, что и  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$ . Это подтверждает возможность существования в природе безкальциевых иттриевых соединений рассматриваемого структурного типа. Содержание иттриевых TR значительно повышено и в природных образцах, превышая содержание их в прочих ассоциирующих минералах (апатите, кальците). Для обр. 3—5 (табл. 1) хорошо выполняются оба критерия «гексагонализации» метрики решетки:  $\frac{-a}{6c} = -\cos \beta$ ;  $\frac{a}{b} = \sqrt{3}$  (Пятенко, Пудовкина, 1964).

Таблица 1  
Кристаллографические характеристики соединений Се-ряда

№ образца	$x$	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$-\cos \beta$	$\frac{a}{6c}$	$\frac{a}{b} = \sqrt{3}$
1	0.00	12.43	7.26	11.37	100°31'	0.183	0.182	1.712
2	0.10	12.45	7.26	11.37	100 30	0.182	0.183	1.715
3	0.25	12.53	7.24	11.37	100 35	0.184	0.184	1.731
4	0.50	12.57	7.26	11.39	100 34	0.183	0.184	1.731
5	0.50	12.57	7.26	11.38	100 33	0.183	0.184	1.733

Примечание. Обр. 5 — природный, предварительно прокален до 1200° (Ловозерский массив). Описан Е. И. Семеновым (1963).

2. Ниобиевый ряд  $\text{CaZrTi}_{2-2x}\text{Nb}_x\text{Fe}_x^{3+}\text{O}_7$  ( $0 < x < 1$ ). В ниобиевом ряду установлено, что все полученные образцы принадлежат единому структурному типу вплоть до состава  $\text{CaZrNbFe}^{3+}\text{O}_7$  (рис. 4). С увеличением содержания Nb заметно изменяются все три линейных параметра решетки при фактическом постоянстве угла моноклинности (табл. 2). В этот ряд включен и природный образец (№ 4) из Вуориярви, кристаллографические характеристики которого и состав хорошо укладываются в общую схему. У известных природных образцов содержание  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  далеко до теоретического предела, который для крайнего беститанового члена  $\text{CaZrNbFeO}_7$  составляет 34%.

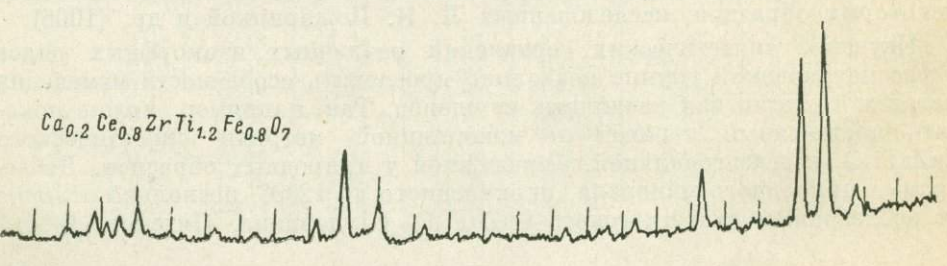
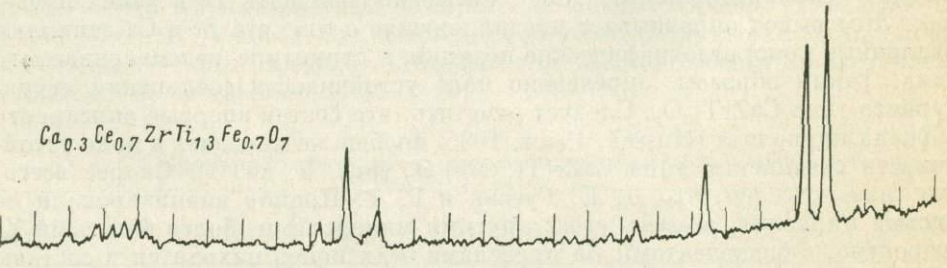
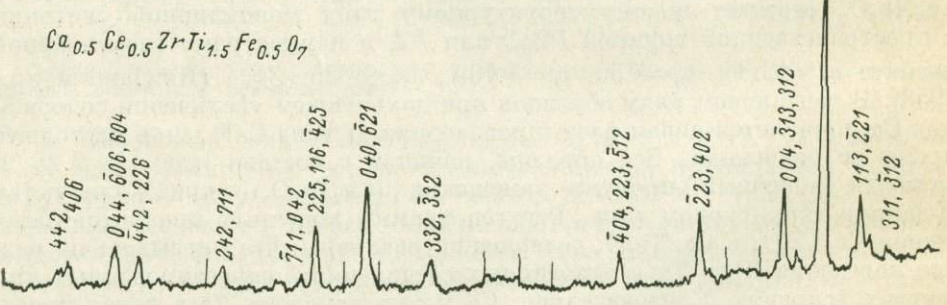
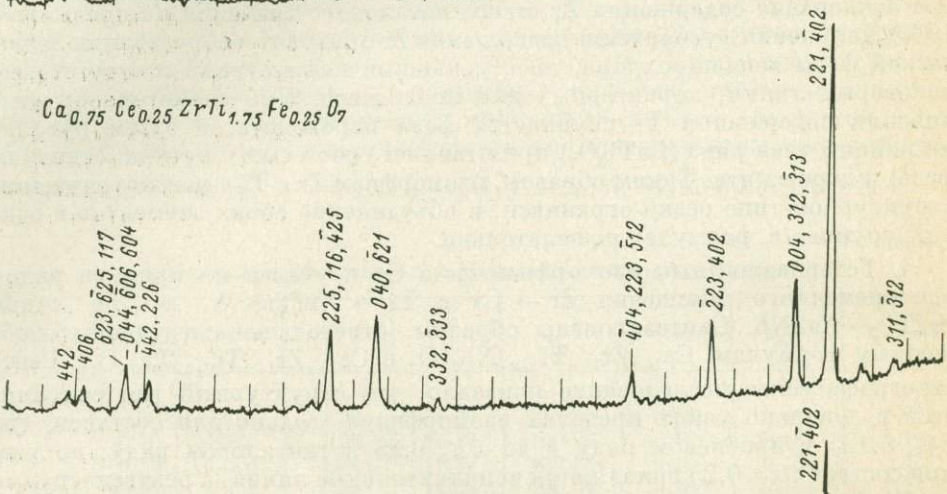
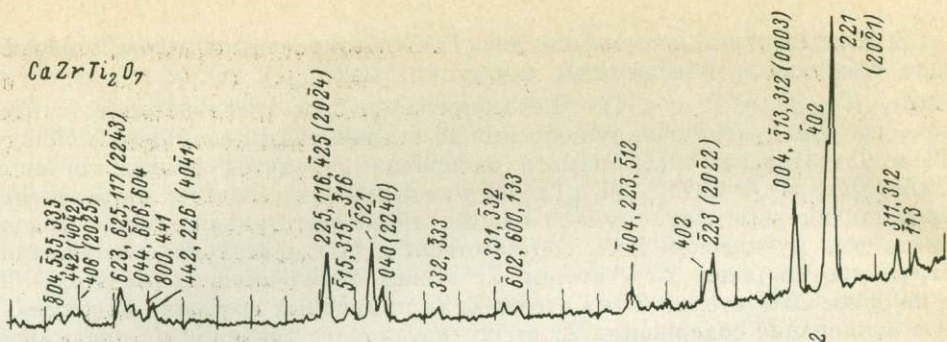
Таблица 2  
Кристаллографические характеристики соединений Nb-ряда

№ образца	$x$	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$-\cos \beta$	$\frac{a}{6c}$	$\frac{a}{b} = \sqrt{3}$
1	0.00	12.43	7.26	11.37	100°31'	0.183	0.182	1.712
2	0.10	12.45	7.26	11.37	100 30	0.183	0.183	1.715
3	0.25	12.46	7.27	11.39	100 30	0.182	0.182	1.714
4	0.40	12.58	7.27	11.44	100 34	0.183	0.183	1.730
5	0.50	12.64	7.27	11.43	100 31	0.182	0.184	1.735
6	0.75	12.69	7.33	11.50	100 31	0.183	0.184	1.731
7	0.95	12.73	7.36	11.53	100 33	0.183	0.184	1.730
8	1.00	12.73	7.36	11.57	100 33	0.183	0.184	1.730

3. Изовалентный изоморфизм  $Zr \leftrightarrow Ti$ . Синтезированы образцы, отвечающие следующим обобщенным формулам:  $CaZr_{1+x}Ti_{2-x}O_7$  ( $0 < x < 2$ ) и  $CaZr_{1-x}Ti_{2+x}O_7$  ( $0 < x < 1$ ). Рентгенографическое исследование синтетических продуктов обнаружило весьма ограниченный изоморфизм между  $Ti$  и  $Zr$ . Пределы изоморфного интервала находятся вблизи составов  $CaZr_{0.75}Ti_{2.25}O_7$  и  $CaZr_{1.25}Ti_{1.75}O_7$ , но уже и при этих составах на рентгенограммах впервые фиксируются слабые линии посторонних фаз — перовскита или кубической  $ZrO_2$  соответственно. Следовательно, в изучаемой структуре не более 25% атомов  $Zr$  может быть замещено на атомы  $Ti$  и не более 25% атомов  $Ti$  на атомы  $Zr$  (в природных образцах максимальное отклонение содержания  $Zr$  от его идеального значения не превышает 19%). Дальнейшее увеличение содержания  $Zr$  приводит к образованию кубической фазы типа пирохлора, но с меньшими параметрами и отсутствием некоторых линий, характерных для последнего. При значительном увеличении содержания  $Ti$  появляется фаза перовскита, а затем рутила, и крайний член ряда ( $CaTi_3O_7$ ) представляет собой смесь рутила (основная фаза) и перовскита. Таким образом, изоморфизм  $Zr$  с  $Ti$  в рассматриваемом структурном типе резко ограничен, и объединение обоих элементов в единой группе (в формуле) нежелательно.

4. Гетеровалентный изоморфизм  $Zr$  с  $Ca$  изучался на примере рядов одновременного замещения  $Zr \rightarrow Ca$  и  $Ti \rightarrow Nb(Ta)$ , т. е. по схеме  $Zr_2Ti \rightarrow Ca_2Nb$ . Синтезированы образцы, отвечающие следующим обобщенным формулам:  $Ca_{1+x}Zr_{1-x}Ti_{2-2x}Nb_{2x}O_7$  и  $Ca_{1+x}Zr_{1-x}Ti_{2-2x}Ta_{2x}O_7$ . Рентгенографическое исследование показало, что структурный тип сохраняется в довольно узких пределах изоморфизма, только для составов, где  $x \leq 0.125$  в ниобиевом ряду и до  $x \leq 0.25$  в танталовом ряду, но уже при составе с  $x=0.25$  появляются дополнительные линии, а рентгенограмма  $Ca_2Nb_2O_7$  отвечает новому структурному типу моноклинной сингонии с пространственной группой  $P2_{1/m}$  или  $P2_1$  и параметрами элементарной ячейки:  $a_0=13.36$ ,  $b_0=5.50$ ,  $c_0=7.70\text{\AA}$ ;  $\beta=98^\circ 25'$ ;  $Z=4$  (Rowland и др., 1958). В танталовом ряду образцов при дальнейшем увеличении содержания  $Ca$  появляется новая фаза, производная от типа  $CaF_2$ , но в настоящее время не изученная. Все образцы, начиная с состава, где  $x \geq 0.25$ , и включая конечный продукт замещения ( $Ca_2Ta_2O_7$ ), кристаллизуются в данном структурном типе. Рентгенограммы конечных продуктов замещения  $Ca_2Ta_2O_7$  и  $Ca_2Nb_2O_7$  совершенно различны, что указывает на разное поведение  $Nb$  и  $Ta$  в однотипных соединениях, синтезированных при равных условиях. Следовательно,  $Ca$  может замещать  $Zr$  в узких пределах. Этот вывод оправдывает предположение о том, что  $Zr$  и  $Ca$  занимают различные кристаллографические позиции в структуре рассматриваемого типа. Таким образом, определено поле устойчивости соединений структурного типа  $CaZrTi_2O_7$ . Следует отметить, что состав впервые описанного образца циркелита (Hussak, Prior, 1895) вообще не попадает в поле устойчивости соединений типа  $CaZr(Ti, Nb)_2O_7$  (рис. 2, ан. 1). Скорее всего, это связано с тем, что Д. Е. Гуссак и Г. Т. Прайор анализировали не чистый циркелит, а смесь его с другими минералами, более богатыми  $Zr$  (вероятно, с бадделейтом). За пределами этих полей находятся и составы некоторых образцов, исследованных Л. К. Пожарицкой и др. (1966).

Изучение синтетических соединений различных изоморфных рядов в рассматриваемой группе позволило проследить особенности изменения метрики решетки для различных ее членов. Так, например, можно показать постепенный переход от моноклинной метрики синтетического  $CaZrTi_2O_7$  к гексагональной, выраженной у природных образцов. Дебаеграмма природного минерала, прокаленного до  $1200^\circ$ , несколько отлична от дебаеграммы синтетического  $CaZrTi_2O_7$  (Пудовкина, Пятенко, 1964).



Основные отражения<sup>3</sup> природных образцов не расщеплены, и только присутствие слабых сверхструктурных отражений, не индицируемых в гексагональном аспекте, говорит о принадлежности его к моноклинной, а не к гексагональной симметрии. Характерной особенностью изученного природного минерала из Алданского массива оказалась гексагональная метрика решетки при истинной более низкой моноклинной симметрии структуры в целом. Для рентгенограммы  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$  характерно не только присутствие сверхструктурных отражений, но и моноклинное расщепление основных отражений. Критерием гексагональности служит выполнение требований равенств:  $-\cos \beta = a/bc$  и  $a = b\sqrt{3}$  или  $a/b = \sqrt{3}$ . Уже при визуальном рассмотрении дифракционной картины (рис. 3 и 4) заметно сближение, а затем и полное слияние линий, которым в итоге можно приписать индексы на основе гексагональной решетки. Симметрия всех изученных соединений остается моноклинной, но в случае природного минерала фиксируется лишь по наличию слабых, не индицируемых в гексагональных осях сверхструктурных отражений. Результаты последующих количественных измерений подтвердили наличие гексагонализации в соединениях с усложненным химическим составом, и истинные моноклинные параметры  $a_0$ ,  $b_0$  и  $c_0$  постепенно увеличиваются (при постоянном угле моноклинности, табл. 1 и 2). Для последующих членов изоморфных рядов наблюдается хорошее удовлетворение критериев гексагонализации. Параметры природного минерала хорошо вписываются в эти изоморфные ряды синтетических соединений. При проверке критериев гексагонализации  $-\cos \beta = a/bc$  и особенно  $a/b = \sqrt{3}$  заметно увеличение степени гексагонализации метрики решетки при увеличении содержания Ce и Nb. Первое равенство соблюдается также и для  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$ , носящего отпечаток псевдогексагональности. Второе равенство ( $a/b = \sqrt{3}$ ) плохо выдерживается для синтетического  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$  и хорошо для природного материала. С увеличением содержания Ce параметр  $a_0$  растет быстрее, а параметр  $b_0$  медленнее (отношение  $a/b$  растет, приближаясь к  $\sqrt{3}$ ). Этот пример еще раз подтверждает идентичность структуры синтетического аналога  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$  и природного образца и объясняет псевдогексагональный характер природных кристаллов.

### Заключение

1. Состав минералов рассматриваемой группы варьирует. Известные природные образцы принадлежат в основном к четырем группам соединений:  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$ ,  $(\text{Ce}, \text{Ca})\text{Zr}(\text{Ti}, \text{Fe})_2\text{O}_7$ ,  $(\text{Ca}, \text{U}, \text{Th})\text{Zr}(\text{Ti}, \text{Fe})_2\text{O}_7$ ,  $\text{CaZr}(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_7$ . Экспериментально установлено, что могут существовать следующие крайние члены изоморфных рядов:  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$ ,  $\text{CaZrNbFe}^{3+}\text{O}_7$ ,  $\text{Ca}_{0.5}\text{Ce}_{0.5}\text{ZrTi}_{1.5}\text{Fe}_{0.5}^{3+}\text{O}_7$ ,  $\text{YZrTiFeO}_7$ , с возможностью незначительного замещения  $\text{Zr} \rightleftharpoons \text{Ca}$  и  $\text{Zr} \rightleftharpoons \text{Ti}$  при соответствующем дополнительном введении катионов в другую группу для компенсации валентности. Кроме изученных минералов и синтетических соединений, вероятно, могут существовать и члены следующего состава:  $\text{CaZrTaFe}^{3+}\text{O}_7$ ;  $\text{Ca}_{0.5}(\text{U}^{4+}, \text{Th})_{0.5}\text{ZrTiFe}^{3+}\text{O}_7$ , а также их гафниевые аналоги. Единый структурный

<sup>3</sup> За основные отражения нами приняты отражения, характерные для структурного типа флюорита-церанита.

Рис. 3. Дифрактограммы соединений ряда  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7 - \text{Ca}_{0.2}\text{Ce}_{0.8}\text{ZrTi}_{1.2}\text{Fe}_{0.8}\text{O}_7$ .

До состава  $\text{Ca}_{0.5}\text{Ce}_{0.5}\text{ZrTi}_{1.5}\text{Fe}_{0.5}\text{O}_7$  наблюдается сохранение единого структурного типа. При больших содержаниях Ce появляется дополнительная фаза; заметно слияние и исчезновение некоторых структурных отражений (402, 402, 313, 602, 621, 515 и др.) и общее упрощение дифракционной картины.

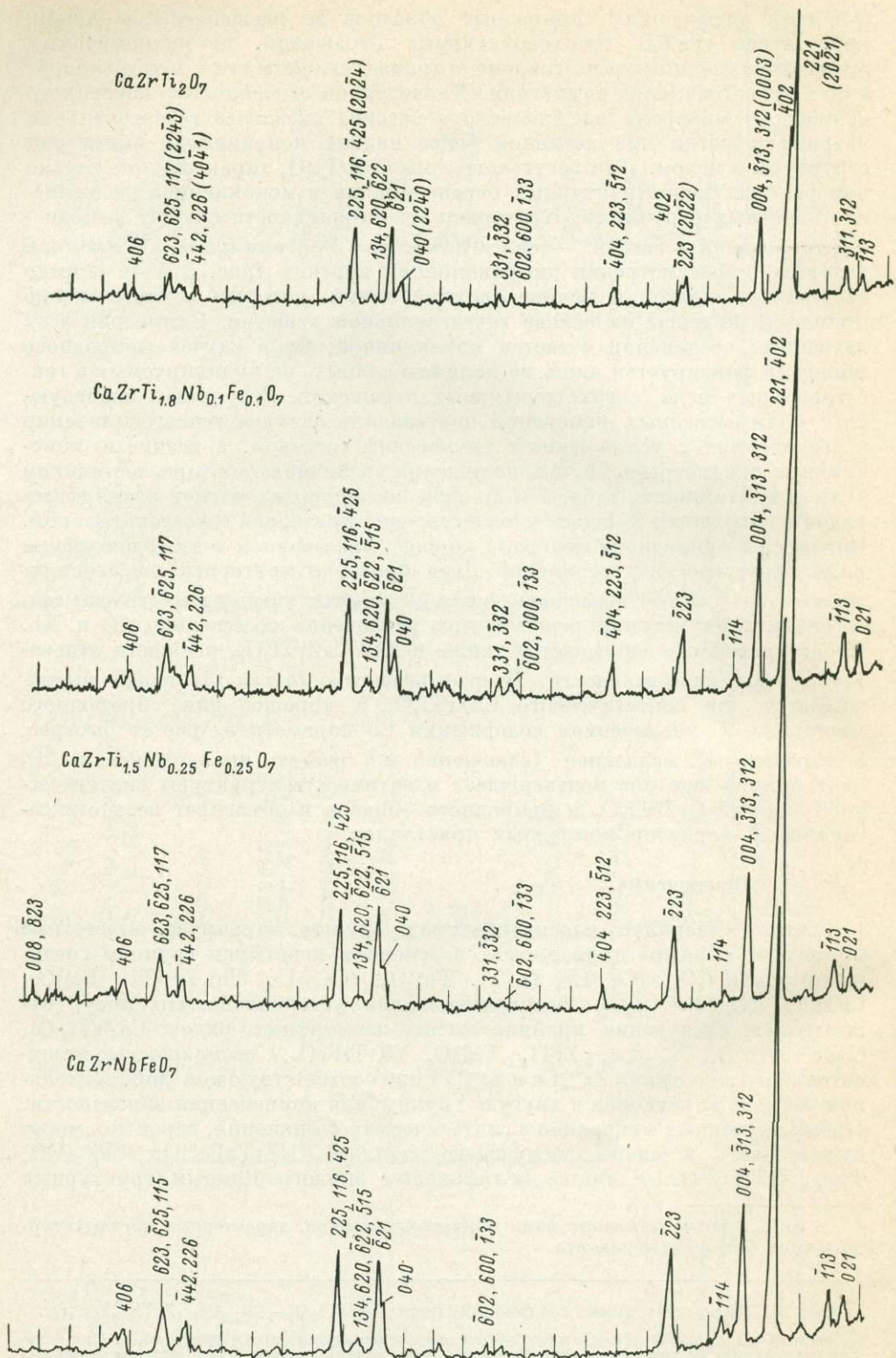


Рис. 4. Дифрактограммы соединений ряда CaZrTi<sub>2</sub>O<sub>7</sub>-CaZrNbFeO<sub>7</sub>.

Хорошо заметно сохранение единого структурного типа для всего ряда, слияние сверхструктурных отражений с основными (402, с 221, 402 с 223, 621 с 040) и исчезновение линии 404 — упрощение дифракционной картины и «гексагонализация» решетки.

тип сохраняется для всех членов изоморфного ряда лишь при замещении  $2\text{Ti} \leftarrow \text{NbFe}^{3+}$ , а при любых замещениях типа  $\text{Ti} \leftarrow \text{Nb}$  (Ta) с одновременным замещением  $\text{Zr} \leftarrow \text{Ca}$  происходит образование соединений типа пирохлора или новых структурных фаз  $\text{Ca}_2\text{Nb}_2\text{O}_7$  и  $\text{Ca}_2\text{Ta}_2\text{O}_7$ . На примере минералов рассмотренной группы показано усложнение первичной кубической решетки при введении в нее ионов Zr, обладающих четко выраженной спецификой и индивидуальностью. По мере усложнения состава в рядах  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7 - \text{Ce}_{0.5}\text{Ca}_{0.5}\text{ZrTi}_{1.5}\text{Fe}_{0.5}\text{O}_7$  и  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7 - \text{CaZrNbFeO}_7$  происходит гексагонализация метрики моноклинной кристаллической решетки, что объясняет псевдогексагональную симметрию природного минерала.

2. Из всех катионов, входящих в состав минералов группы цирконолита, наибольшей стабильностью отличается Zr, содержание которого в формуле минерала близко к 1. Вероятно, это объясняется своеобразной кристаллохимической спецификой ионов Zr. Содержание Zr относительно постоянно в кальцитрите и в цирконосиликатах (эвдиалите, велерите, ловените, розенбушите, катаплеите, эльпидите и др.), при значительных колебаниях прочих компонентов. Замещение Zr прочими ионами в большинстве циркониевых минералов незначительно и допускается в узких пределах (за исключением Hf).

#### ЛИТЕРАТУРА

Бородин Л. С., Назаренко И. И., Рихтер Т. Л. О новом минерале цирконолите — сложном окисле типа  $\text{AB}_3\text{O}_7$ . ДАН СССР, т. 110, № 5, 1956.

Бородин Л. С., Быкова А. В., Капитонова Т. А., Пятенко Ю. А. Новые данные о цирконолите и его пиробиевой разновидности. ДАН СССР, т. 134, № 5, 1960.

Булах А. Г., Ильинский Г. А., Кухаренко А. А. Циркелит из месторождений Кольского полуострова. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 89, вып. 3, 1960.

Булах А. Г. О циркелите и цирконолите из карбонатитов Кольского полуострова. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 92, вып. 3, 1963.

Капустин Ю. Л. Акцессорная редкометаллическая минералогия карбонатитов Кольского полуострова. В кн.: Генетические особенности и минералогия щелочных массивов. М., изд-во «Наука», 1964.

Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. М., Изд-во тех.-теор. лит., 1954.

Минералы. Т. II, вып. 3. М., изд-во «Наука», 1967.

Пожарицкая Л. К., Павлинский Г. В., Развозжаева Э. А., Самойлов В. С. О циркелите одного из карбонатитовых массивов. В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. М., изд-во «Наука», 1966.

Пудовкина З. В., Пятенко Ю. А. Рентгенографическое исследование цирконолита и его синтетического аналога. В кн.: Рентгенография минерального сырья, сб. 4. М., изд-во «Недра», 1964.

Пятенко Ю. А., Пудовкина З. В. О метрике решетки кристаллов  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$ . Кристаллография, т. 9, вып. 1, 1964.

Hussak D. E., Prior G. T. Lewesite and Zirkelite, two new Brazilian minerals. Miner. Mag., v. 11, 1895.

Rowland J. F., Bright N. F. H., Jongejan A. Crystallography of compounds in the calcium oxide-niobium pentoxide system. Proceed. VII Conf. Industr. Appl. X-ray Analysis, Denver, 1958.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ ГРУППЫ АСТРОФИЛЛИТА ИЗ ПЕГМАТИТОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Минералы группы астрофиллита — титаносиликаты натрия, калия, железа и марганца — характеризуются большим колебанием химического состава. Известно несколько их разновидностей: куплетскит (существенно марганцевый; Семенов, 1956), цезийкуплетскит (Ефимов и др., 1974), ниобифиллит (Nickel et al., 1964), магнизоастрофиллит (Пэн Чжи-чжун, Ма Чже-шэн, 1963). Общепринятой для минералов группы астрофиллита является формула, предложенная П. Вудроу (Woodrow, 1967):  $(K, Na)_z (Fe, Mn)_7 Ti_2 Si_8(O, OH)_{31}$  при  $z = 2$ .

Структура астрофиллита во многом сходна со структурой триоктаэдрических слоистых силикатов, в частности биотита. Основу ее составляют трехслойные пакеты. Внутренний слой, «сердечник», состоит из Fe-, Mn- и Mg-октаэдров. Наружные слои, «кольчуга» — из чередующихся Si-тетраэдров и Ti-октаэдров. Эти трехслойные пакеты соединены между собой общими атомами кислорода, принадлежащими Ti-октаэдрам, а также катионами Na и K (Пэн Чжи-чжун, Ма Чже-шэн, 1963, 1964; Бакакин, Белов, 1964; Woodrow, 1967).

В настоящей статье излагаются результаты изучения двух образцов астрофиллита из пегматитов Хибинского массива, различных по морфологии и генезису. Один из них является необычной мелкочешуйчатой разновидностью золотисто-бронзового цвета,<sup>1</sup> которая обнаружена в гигантском пегматитовом теле в уртите (штольня Материальная, гора Юкспор).<sup>2</sup> Мономинеральные скопления этого астрофиллита (размером до  $1.5 \times 2$  см) встречаются в участках развития крупных кристаллов зеленого микрелина и волокнистого эгирина.

Другой образец представлен пластинчатыми желто-бурыми кристаллами, своеобразными по форме — вытянутыми по оси b и сильно уплотненными по {100} (Бонштедт, 1931). Они найдены в альбитизированной пегматитовой жиле арфведсонито-микроклинового состава, расположенной среди сланцев толщи имандра — варзуга (район Пирротинового ущелья). Астрофиллит здесь ассоциирует с мелкозернистым альбитом. В незначительном количестве в этом пегматите присутствуют пирохлор и флюорит.

Оптические свойства мелкочешуйчатой разновидности астрофиллита отличаются от пластинчатой. В первом наблюдается плеохроизм — коричневый по Ng и желтый по Np, а во втором он незаметен. Показатели преломления соответственно:  $N_g = 1.733$ ,  $N_p = 1.672 \pm 0.001$  и  $N_g = 1.755 \pm 0.005$ ,  $N_p = 1.714 \pm 0.003$  (измерены по методу Черкасова).

Удельный вес мелкочешуйчатого астрофиллита 3.17, что значительно ниже его значения для пластинчатого (3.34).

Химические анализы обоих образцов выполнены одновременно, одними и теми же методами. Все определения производились из нерастертого материала для предотвращения окисления железа и адсорбции минералом воды. Разложение осуществлялось растворением в разбавленной 1:1 соляной кислоте при нагревании. Следует отметить, что мелкочешуйчатый астрофиллит растворялся значительно труднее, чем пластинчатый. После добавления к раствору перекиси водорода и отделения кремнезема, сохранившегося после разложения образца в виде белых

<sup>1</sup> Материал для исследования любезно предоставлен О. Б. Дудкиным.

<sup>2</sup> Детальное описание этого пегматита приведено в работах М. Д. Дорфмана (1962) и О. Б. Дудкина (1959).

чешуек, в фильтрате осаждались полуторные окислы, а затем, как обычно, кальций и магний. Щелочные элементы и стронций определялись методом фотометрии пламени; ниобий и тантал — колориметрически с сульфохлорфенолом из суммы полуторных окислов.

Метод анализа без растирки образца дает возможность получить более точные данные относительно степени окисления железа. Выяснено, что исследованные образцы содержат железо только в закисной форме. Адсорбированная вода отсутствует. Наличие редких щелочей (лития, рубидия и цезия) отмечается для хибинских астрофиллитов впервые.

Из сопоставления химических анализов (табл. 1) видно, что мелкочешуйчатый астрофиллит существенно отличается от пластинчатого содержанием MgO, FeO, Na<sub>2</sub>O и в меньшей степени — SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O и других элементов. По химическому составу он сходен с желтым спутанноволокнистым астрофиллитом из пегматита апатито-нефелиновых пород месторождения Кукисвумчорр (табл. 1, ан. 3), изученным О. Б. Дудкиным с соавторами (1964), а также с астрофиллитом, описанным Пэн Чжи-чжуном и Ма Чже-шэном (1963).

Пересчет анализов приводит к следующим формулам: пластинчатый астрофиллит — (K, Na)<sub>6</sub>(Fe, Mn, Mg)<sub>13</sub>Ti<sub>4</sub> × Si<sub>16</sub>O<sub>51</sub>(OH, F)<sub>10</sub>; мелкочешуйчатый — (K, Na)<sub>8</sub>(Fe × Mg, Mn)<sub>12</sub>Ti<sub>4</sub>Si<sub>16</sub>O<sub>52</sub>(OH, F)<sub>8</sub>.

Ранее указывалось (Забавникова, 1970), что обе формулы не совпадают с

удвоенной формулой П. Вудроу (Woodrow, 1967) — (K, Na)<sub>6</sub>(Fe, Mn)<sub>14</sub> × Ti<sub>4</sub>Si<sub>16</sub>(O, OH)<sub>62</sub>. Пластинчатый астрофиллит довольно близок к ней, отличаясь по существу лишь коэффициентом при группе В (Fe, Mn) и соответственно общим числом анионов. Следует отметить, что большее число опубликованных анализов астрофиллита соответствует формуле, полученной нами для пластинчатого астрофиллита, т. е. имеет коэффициент при группе В, равный 13. Формула же мелкочешуйчатого астрофиллита, которой отвечает и спутанноволокнистый астрофиллит О. Б. Дудкина, значительно отличается от общепринятой.

Различия в химическом составе отражаются на тонких структурных особенностях минералов этой группы. Порошкограммы описываемых разновидностей при общем сходстве заметно различаются по интенсивностям линий (табл. 2).

Таблица 1  
Химические анализы хибинских астрофиллитов

Компонент	Пластинчатый (ан. 1)	Мелкочешуйчатый (ан. 2)	Тонковолокнистый (ан. 3)
SiO <sub>2</sub>	35.10	39.01	38.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.02	0.42	0.35
TiO <sub>2</sub>	10.67	12.42	13.49
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.64	1.15	—
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.08	—
ZrO <sub>2</sub>	2.22	He обн.	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He обн.	» »	3.73
FeO	28.24	18.89	18.82
MgO	1.50	6.03	5.27
Li <sub>2</sub> O	0.0199*	0.0044*	—
MnO	5.56	5.87	2.49
MnO <sub>2</sub>	He обн.	He обн.	—
TR	» »	Следы	—
CaO	1.58	0.30	1.03
SrO	0.05**	0.003**	0.07
Na <sub>2</sub> O	2.33*	5.04*	4.48
K <sub>2</sub> O	6.07*	7.69*	7.35
Rb <sub>2</sub> O	0.2226*	0.1240*	—
Cs <sub>2</sub> O	0.0426*	0.0053*	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.12	2.53	3.60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	He обн.	He обн.	0.90
F <sup>-</sup>	1.24***	1.30***	0.36
Cl	He обн.	He обн.	—
Сумма	100.73	100.87	100.21
—O=F <sub>2</sub>	0.52	0.55	0.14
Сумма	100.21	100.32	100.07

Примечание. 1-й и 2-й анализы произведены Н. И. Забавниковой (компоненты, отмеченные звездочкой, определены С. И. Гундиенковой, двумя — Г. Е. Каленчук, тремя — В. В. Даниловой), 3-й анализ произведен Э. И. Горощенко.

## Рентгенограммы астрофиллитов

Пластинчатый		Мелкочешуйчатый		Пластинчатый		Мелкочешуйчатый	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
—	—	—	11.79	—	—	3	1.699
10	10.26	10 расш.	9.72	2	1.647	4	1.655
3	4.07	1	4.23	—	—	—	—
1	3.81	7	3.80	3	1.609	—	—
—	—	1	3.56	3	1.574	—	—
10	3.47	10	3.36	—	—	4 ш. п.	1.594
1	3.22	—	—	2	1.545	—	1.564
2	3.01	7	3.09	—	—	1	1.547
2	2.83	7	2.87	4	1.426	—	1.525
2	2.73	7	2.74	4	1.401	10	1.402
7	2.61	1	2.64	1	1.372	4	1.375
4	2.55	10	2.54	1	1.340	7	1.336
2	2.45	1	2.44	3	1.307	2	1.306
1	2.38	1	2.36	1	1.282	2	1.279
1	2.27	4	2.27	1	1.259	2	1.255
3	2.21	4	2.19	2	1.191	3	1.186
6	2.08	—	—	2	1.149	4	1.135
1	2.04	4	2.05	2	1.109	2	1.101
—	—	2	1.916	—	—	2 ш.	1.060
1	1.894	—	—	1	1.027	3	1.022
7	1.754	—	—	1	1.018	4	1.012
2	1.749	9 ш.	1.731	1	1.008	—	—

Примечание. Условия съемки: Fe излучение,  $D = 57,3$ .

В результате электронографического изучения, проведенного методами косых текстур и микродифракции, установлено, что хотя оба образца триклинны по симметрии и имеют близкие параметры элементарных ячеек (табл. 3), их дифракционные картины различаются как геометрией, так и интенсивностью рефлексов. Так, в частности, электронограммы мелкочешуйчатого астрофиллита содержат меньше рефлексов в связи с тем, что в его обратной решетке  $\alpha = \pi/2$ , в то время как в прямой решетке угол  $\alpha$  не равен  $\pi/2$ . Выявленные различия для обоих образцов являются следствием возможных вариаций структурных особенностей астрофиллита.

Таблица 3

## Параметры элементарных ячеек астрофиллитов

Образец	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$
Мелкочешуйчатый . . . . .	5.28	11.7	20.7	88°45'	95°30'	102°35'
Пластинчатый . . . . .	5.28	11.6	20.5	94 45	91 45	102 20
По: Woodrow, 1967 . . . . .	5.36	11.76	21.08	85 08	90 00	103 13

ИК-спектр пластинчатого астрофиллита (рис. 1) характеризуется одной широкой интенсивной полосой в области  $1100 - 850 \text{ см}^{-1}$  (валентные антисимметричные колебания Si—O—Si) с рядом дополнительных максимумов (четким  $1055 \text{ см}^{-1}$  и более слабыми  $980 - 930 - 895 \text{ см}^{-1}$ ), а также двумя полосами в области  $700 - 400 \text{ см}^{-1}$  (слабой около  $570 \text{ см}^{-1}$

и более интенсивной с двойным максимумом 445 — 415  $\text{см}^{-1}$ ). Два слабых максимума наблюдаются при 720—655  $\text{см}^{-1}$ . Слабые, но четкие полосы 3590  $\text{см}^{-1}$  указывают на присутствие гидроксильных групп со слабыми водородными связями. По характеру спектра и полос поглощения ИК-спектр астрофиллита близок таковому биотита, структурный мотив которого составляют трехслойные пакеты (2 : 1) с триоктаэдрическим заселением катионного слоя. Однако основной максимум фундаментальной полосы в ИК-спектре астрофиллита сдвигается в сторону меньших частот по сравнению с ИК-спектром биотита. Возможно, это связано с тем, что часть тетраэдров  $\text{SiO}_4$  в силикатной сетке астрофиллита замещено октаэдрами  $\text{TiO}_6$ . Полоса поглощения 570  $\text{см}^{-1}$  отвечает валентным колебаниям связи  $\text{Ti—O}$  в конденсированных октаэдрах.

ИК-спектр мелкочешуйчатого астрофиллита при общем сходстве конфигурации с кривой поглощения пластинчатого астрофиллита отличается рядом деталей (табл. 4). Область валентных колебаний кремне-

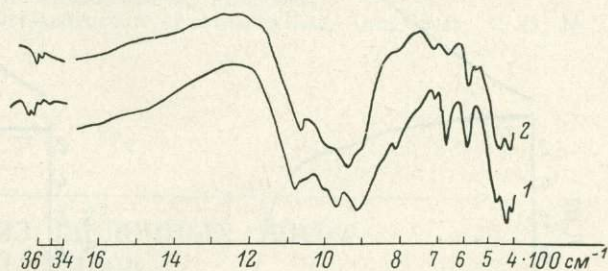


Рис. 1. Инфракрасные спектры мелкочешуйчатого (1) и пластинчатого (2) астрофиллита.

кислородных тетраэдров характеризуется большой расщепленностью полос и изменением их положения: вместо одной широкой полосы присутствует ряд дискретных максимумов (800, 900, 960, 1063  $\text{см}^{-1}$ ). Это сближает ИК-спектр мелкочешуйчатого астрофиллита скорее с пироксеноидами, нежели со слоистыми силикатами. Такая близость легко объяснима, если в структуре выделить кремнекислородный цепочечный мотив, сходный по строению с пироксеновым. По А. Н. Лазареву (1968), большая разрешенность полос указывает на уменьшение числа тетраэдров в периоде идентичности цепи и усиление взаимодействия колебаний анионных и катионных группировок, что повлечет за собой деформацию кремнекислородных тетраэдров из-за появления в качестве катиона  $\text{Mg}$ , связи которого носят более ковалентный характер (появление в спектре полосы 465  $\text{см}^{-1}$  можно отнести за счет валентных колебаний  $\text{Mg—O}$ ). Соединение  $\text{Si}$ -тетраэдров с  $\text{Mg}$ -октаэдрами, расположенными не статистически, а упорядоченно, приводит к образованию «диоксидовых» структурных элементов, что четко проявляется в ИК-спектре.

Таблица 4

Основные полосы поглощения в ИК-спектрах астрофиллитов

Пластинчатый	Мелкочешуйчатый	Отнесение колебаний	Пластинчатый	Мелкочешуйчатый	Отнесение колебаний
415	412	} $\delta\text{Si—O}$	—	800	} $\nu_{as}\text{Si—O—Si}$
445	425		930	900	
—	465	} $\nu\text{Mg—O}$	—	960	
570	580		} $\nu\text{TiO}_6$	1055	1063
655	655	} $\nu_s\text{Si—O—Si}$	3590	3650	} $\nu\text{OH}$
720	695		3630	3670	

В области валентных колебаний  $\text{OH}^-$  наличие расщепленной полосы поглощения  $3670\text{--}3650\text{ см}^{-1}$  свидетельствует о присутствии в структуре также двух типов гидроксильных групп, связанных с катионом. Ослабление водородной связи по сравнению с пластинчатым астрофиллитом объясняется увеличением содержания магния, прочнее связывающего кислороды октаэдрического окружения.

Таким образом, в пластинчатом астрофиллите на первый план выступает тесная связь Si-тетраэдров и Ti-октаэдров, приводящая к следо-

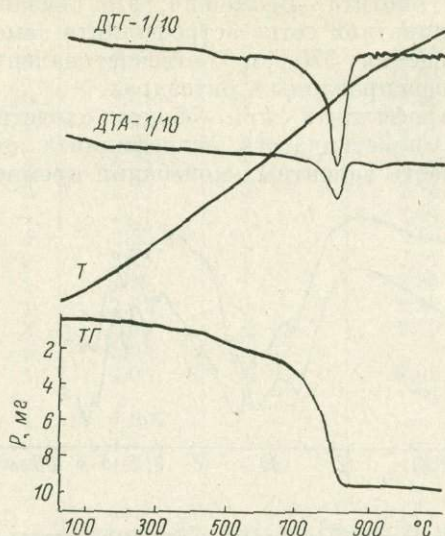


Рис. 2. Дериватограмма пластинчатого астрофиллита.

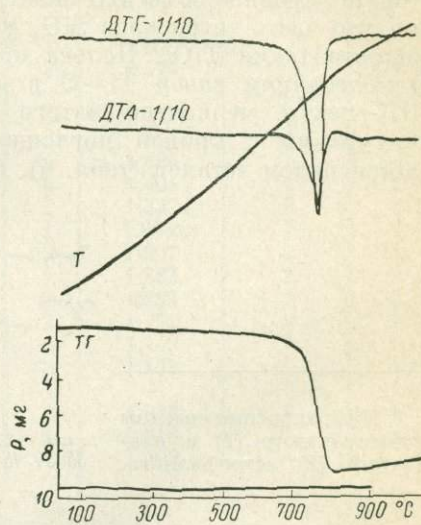


Рис. 3. Дериватограмма мелкочешуйчатого астрофиллита.

подобному мотиву структуры, а в мелкочешуйчатой разновидности — связь осевых Si-тетраэдров и Mg-октаэдров, подчеркивающая пироксеновый характер цепочки.

Термические кривые пластинчатого и мелкочешуйчатого астрофиллита по существу одинаковы (рис. 2 и 3). Кривые фиксируют два термоэффекта: основной ( $780\text{--}810^\circ$ ), соответствующий выделению воды, и слабый ( $900\text{--}920^\circ$ ), отвечающий, вероятно, структурному превращению образца.

Таким образом, две описанные разновидности астрофиллита при общем сходстве структурного мотива и близости (но не идентичности) химического состава различаются типом химических формул, деталями структуры (различия фиксируются на рентгенограммах, ИК-спектрах, дифракционных картинах) и, как следствие этого, некоторыми физическими свойствами (цвет, удельный вес, показатели преломления, растворимость). Эти факты свидетельствуют о том, что под общим названием «астрофиллит», вероятно, объединяется большая сложная группа минеральных видов и разновидностей.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бакакин В. В., Белов Н. В. Кристаллохимия титанатов, цирконатов, титано- и цирконосиликатов. Геохимия, № 2, 1964.  
 Бонштедт Э. Астрофиллит Хибинских тундр. Зап. Росс. минер. об-ва, ч. 60, вып. 2, 1931.  
 Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолитуртах г. Юкспор Хибинского массива. Л., Изд-во АН СССР, 1962.

Дудкин О. Б. (1959). Особенности строения гигантского пегматитового тела в пйолит-уртитах г. Юкспор (Хибины). В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, т. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1959.

Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. Л., изд-во «Наука», 1964.

Ефимов А. Ф., Дусматов В. Д., Ганзеев А. А., Катаева З. Т. Цезийкуплетскит — новый минерал. ДАН СССР, т. 197, № 6, 1971.

Забавникова Н. И. О формуле астрофиллита. Автореф. работ сотрудников ИГЕМ за 1969 г. М., 1970.

Лазарев А. Н. Колебательные спектры и строение силикатов. М., изд-во «Наука», 1968.

Пэн Чжи-чжун, Ма Чже-шэн. Открытие новотипного ленточного кремнекислородного радикала (кристалло-структурный анализ астрофиллита). *Scientia Sinica*, v. 12, № 2, 1963.

Пэн Чжи-чжун, Ма Чже-шэн. Кристаллическая структура триклинального марганцо-астрофиллита. *Scientia Sinica*, v. 13, № 7, 1964.

Семенов Е. И. Куплетскит — новый минерал группы астрофиллита. ДАН ДАН СССР, т. 108, № 5, 1956.

Nickel E. H., Rowland J. E., Charette D. J. Niobophyllite, a new mineral from Seal Lake, Labrador. *Canad. Miner.*, v. 8, 1964.

Woodrow P. J. The crystal structure of astrophyllite. *Acta Cryst.*, v. 22, № 5, 1967.

А. О. ШАРАКШИНОВ

## ПИРОКСЕНЫ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД НЕКОТОРЫХ МАССИВОВ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

В настоящее время в пределах Витимского плоскогорья известно 15 небольших массивов щелочных пород. Большая часть массивов обнажается среди терригенно-карбонатных пород и гранитоидов верхнепротерозойского возраста в юго-западной части Витимского плоскогорья. Все они имеют небольшие размеры (от 0.2—0.3 до 21 км<sup>2</sup>), локализуются в узкой тектонически ослабленной зоне северо-восточного простирания и контролируются глубинными северо-восточными разломами. Эти массивы сложены щелочными гранитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, уртит-якупирангитовыми породами, тералитами, габброидами, ультраосновными породами и карбонатитами. Перечисленные породы имеют неодинаковое распространение. Так, например, нефелиновые сиениты, слагающие значительную часть площади Верхне-Бурульзайского и Сириктинского массивов, на Нижне-Бурульзайском встречаются в виде единичных маломощных жил, а на Гулхенском, Инолоктинском и Мухальском они отсутствуют. Тералиты, щелочные граниты и карбонатиты встречены в пределах Сайжинского плутона (Конев, 1962). Сложность внутреннего строения, присутствие в ряде массивов тералитов, карбонатитов, габброидов и ультраосновных пород, а также отсутствие в районе разновозрастных и имеющих с щелочными породами постепенные переходы ультрабазитов, базальтов и гранитоидов в основном предопределили разнообразие взглядов у исследователей на генетическую природу щелочных пород Витимского плоскогорья. Так, уррито-якупирангитовые породы, нефелиновые и щелочные сиениты района, по мнению одних исследователей, являются производными оливино-базальтовой магмы (Конев, 1962; Салоп, 1967), по мнению вторых, — производными ультраосновной магмы (Шейнманн и др., 1961), а по мнению третьих, — продуктами инфильтрационного замещения кислой магмой протерозойских известняков и палеозойских терригенных пород (Литвиновский, 1968).

При изучении уррито-якупирангитовых пород и нефелиновых сиенитов, слагающих Нижне- и Верхне-Бурульзайские, Мухальский массивы, мы также столкнулись с трудностью определения их генетической природы. Причиной этого явилось залегание щелочных пород среди кристаллических известняков вне всякой связи с гранитоидами или ультраосновными породами. Нашими наблюдениями установлено, что распространенные в районе Нижне-Бурульзайского массива небольшие тела ультраосновных и основных пород, вытянутых в виде цепочки в субмеридиональном направлении, имеют лишь пространственную (приурочены к единому разлому, заложеному в верхнем протерозое), а не генетическую и возрастную связь с щелочными породами и встречаются среди них в виде небольших по размерам ксенолитов (Шаракшинов, 1970). Поэтому для выяснения генетической природы изучаемых щелочных пород и условий их образования нам представлялось необходимым, помимо геолого-петрографических и геохимических исследований, провести всестороннее изучение главных породообразующих минералов, сформировавшихся главным образом в ранние стадии кристаллизации, так как состав этих минералов наиболее полно отражает первоначальный состав исходной магмы.

Нашими наблюдениями установлено, что наиболее ранними породообразующими минералами уррито-якупирангитовых пород и нефелиновых сиенитов Нижне-Бурульзайского, Верхне-Бурульзайского и Мухальского массивов являются моноклинный пироксен и нефелин. По времени и условиям образования различаются пироксены трех генераций.

Сравнительно ранний пироксен представлен авгитом. Он обнаружен при просмотре шлифов в мельтейгитах и ийолитах Мухальского и Верхне-Бурульзайского массивов в виде единичных реликтовых ядрышек размером  $0.005 \times 0.01$  мм в зернах эгирина-авгита. В шлифах авгит различается по присущему ему плеохроизму: по Ng — зеленовато-бурому, иногда с розоватым оттенком, и зеленовато-желтому по Nr.  $2V = +56-63^\circ$ ,  $cNg = 48-54^\circ$ .

Наиболее широко распространен в щелочных породах массивов пироксен второй генерации, представленный эгирином-авгитом. Более поздним пироксеном является эгирин. Он встречен в составе реакционной каймы вокруг зерен эгирина-авгита в ассоциации с рибекитом, альбитом, канкринитом и реже с гранатом в нефелиновых сиенитах, полевошпатовых ийолитах и урритах Верхне-Бурульзайского массива. В шлифе эгирин плеохроирует от зеленовато-желтого по Ng до ярко-зеленого по Nr. Зерна его корродированы поздним альбитом. Выделить монофракцию эгирина и авгита не представляется возможным ввиду очень малых размеров их зерен и незначительности распространения. Содержание эгирина-авгита колеблется от 1—2% в урритах до 60—65% в мельтейгитах и якупирангитах. Эгирин-авгит нередко образует таблитчатые кристаллы и чаще мелкозернистые выделения размером до  $1.2 \times 1.5$  мм, а в пегматоидных разновидностях до  $1.5 \times 2.0$  см.

Окраска по Ng зеленая, светло-зеленая, иногда зеленовато-желтая, по Nr — зеленая, густо-зеленая, травяно-зеленая.

Для эгирина-авгита в уррито-якупирангитовых породах характерен парагенезис с нефелином, иногда с гастингситом, а в нефелиновых сиенитах — также с биотитом. Иногда гастингсит и биотит в ассоциации с гранатом и клиноцоизитом развиваются по краям и трещинам зерен эгирина-авгита. На отдельных участках в крупных зернах гастингсита сохраняются реликтовые выделения пироксена. При просмотре шлифов в нефелинизированных пироксенитах, встречающихся в виде ксенолитов среди ийолитов и урритов Нижне-Бурульзайского и Мухальского массивов, обнаружены в небольших количествах зерна пироксена зонального строе-

ния. Бесцветный или бледно-зеленый пироксен окружен каймой зеленого. Соотношения светлого и зеленого пироксена различные: в некоторых зернах в зеленом пироксене наблюдаются небольшие ядрышки светлого, в других — зеленый пироксен образует тонкие каемки вокруг светлого.

Мы располагаем результатами химических анализов клинопироксенов из исследуемых щелочных пород, пироксенитов и нефелинизированных пироксенитов (табл. 1). В табл. 1 для сравнения приведены химические составы клинопироксенов из щелочных пород Сайжинского, Гулхенского, Ботогольского массивов, Тувы, Кузнецкого Алатау, Маймечя-Котуйского района. В таблице также показаны значения оптических констант и величины отношения железа к магнию анализированных пироксенов. Сравнение результатов анализов показывает, что наши пироксены по составу идентичны пироксенам щелочно-гранитоидной формации Ботогола и Тувы. Для всех пироксенов, охарактеризованных химическими анализами, были рассчитаны кристаллохимические формулы по методу В. С. Соболева (1949).

Расчет пироксенов на эгириновый, геденбергитовый, диопсидовый миналы и компонент Чермака проведен по схеме, предложенной В. П. Костюком (Костюк, Базарова, 1966). Мы исходили из того, что весь натрий с эквивалентным количеством окисного железа входит в эгирин. В случае избытка натрия оставшееся его количество объединялось с эквивалентным количеством алюминия в жадеитовый минал. Магний и закисное железо с соответствующим количеством кальция связывались в диопсид и геденбергит. Для расчета нами принят состав компонента Чермака  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Ca})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})[(\text{Al}, \text{Si})\text{O}_6]$  по Н. А. Добрецову и Л. Г. Пономаревой (1964). Порядковые номера формул соответствуют номерам химических анализов, приведенным в табл. 1.

#### КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ФОРМУЛЫ И КОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ ПИРОКСЕНОВ (В МОЛ. %)

1.  $(\text{Na}_{0.28}\text{Ca}_{0.70})_{0.98}(\text{Mg}_{0.04}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}_{0.61}^{2+}\text{Fe}_{0.30}^{3+}\text{Al}_{0.05})_{1.02}[(\text{Si}_{1.92}\text{Al}_{0.07}\text{Ti}_{0.01})\text{O}_6]$ , геденбергит — 61, диопсид — 4, эгирин — 28, компоненты Чермака — 7.
2.  $(\text{Na}_{0.30}\text{Ca}_{0.71})_{1.01}(\text{Mg}_{0.03}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}_{0.63}^{2+}\text{Fe}_{0.26}^{3+}\text{Al}_{0.07})_{1.01}[(\text{Si}_{1.90}\text{Al}_{0.08}\text{Ti}_{0.02})\text{O}_6]$ , геденбергит — 64, диопсид — 3, эгирин — 26, жадеит — 4, компоненты Чермака — 3.
3.  $(\text{Na}_{0.16}\text{Ca}_{0.80})_{0.96}(\text{Mg}_{0.07}\text{Fe}_{0.70}^{2+}\text{Fe}_{0.20}^{3+}\text{Al}_{0.07})_{1.04}[(\text{Si}_{1.85}\text{Al}_{0.11}\text{Ti}_{0.04})\text{O}_6]$ , геденбергит — 67, диопсид — 7, эгирин — 15, компоненты Чермака — 11.
4.  $(\text{Na}_{0.16}\text{Ca}_{0.83})_{0.99}(\text{Mg}_{0.02}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}_{0.67}^{2+}\text{Fe}_{0.24}^{3+}\text{Al}_{0.08})_{1.03}[(\text{Si}_{1.77}\text{Al}_{0.19}\text{Ti}_{0.04})\text{O}_6]$ , геденбергит — 67, диопсид — 2, эгирин — 15.5, компоненты Чермака — 15.5.
5.  $(\text{Na}_{0.20}\text{Ca}_{0.83})_{1.03}(\text{Mg}_{0.05}\text{Mn}_{0.03}\text{Fe}_{0.70}^{2+}\text{Fe}_{0.16}^{3+}\text{Al}_{0.05})_{0.99}[(\text{Si}_{1.95}\text{Al}_{0.04}\text{Ti}_{0.01})\text{O}_6]$ , геденбергит — 74, диопсид — 5, эгирин — 16, компоненты Чермака — 5.
6.  $(\text{Na}_{0.16}\text{Ca}_{0.82}\text{Mn}_{0.02})_{1.00}(\text{Mg}_{0.03}\text{Fe}_{0.73}^{2+}\text{Fe}_{0.16}^{3+}\text{Al}_{0.11})_{1.03}[(\text{Si}_{1.80}\text{Al}_{0.17}\text{Ti}_{0.03})\text{O}_6]$ , геденбергит — 71, диопсид — 3, эгирин — 15.5, компоненты Чермака — 10.5.
7.  $(\text{Na}_{0.28}\text{Ca}_{0.60})_{0.88}(\text{Mg}_{0.03}\text{Fe}_{0.57}^{2+}\text{Fe}_{0.36}^{3+}\text{Al}_{0.14})_{1.10}[(\text{Si}_{1.74}\text{Al}_{0.22}\text{Ti}_{0.04})\text{O}_6]$ , геденбергит — 47, диопсид — 3, эгирин — 28, компоненты Чермака — 22.
8.  $(\text{Na}_{0.15}\text{Ca}_{0.83}\text{Mn}_{0.02})_{1.00}(\text{Mg}_{0.05}\text{Fe}_{0.64}^{2+}\text{Fe}_{0.26}^{3+}\text{Al}_{0.04})_{0.99}[(\text{Si}_{1.82}\text{Al}_{0.13}\text{Ti}_{0.05})\text{O}_6]$ , геденбергит — 67, диопсид — 5, эгирин — 16, компоненты Чермака — 12.

Таблица 1

Химический состав (в вес.%) и физические свойства пироксенов из щелочных пород Сибири

Компонент и константа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	47.86	47.12	45.65	43.88	48.09	44.21	43.15	44.95	38.28	44.48	41.90	42.55	42.09	44.90	44.56	40.62
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.61	1.38	1.26	0.40	0.90	1.48	1.75	0.52	1.46	0.35	1.40	1.63	1.64	1.84	1.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.38	3.29	3.83	5.73	3.24	5.85	7.62	3.66	12.64	4.80	9.99	5.74	6.16	4.84	7.07	9.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.00	8.39	6.52	7.50	5.23	5.10	11.96	8.36	13.37	5.08	9.75	10.39	7.53	3.73	5.72	5.85
FeO	18.27	18.76	20.45	19.88	20.41	21.52	17.09	18.51	9.38	18.05	14.08	13.70	18.80	21.15	8.16	13.14
MnO	0.54	0.73	0.18	0.61	0.68	0.60	0.13	0.72	0.32	0.46	0.45	0.69	0.90	0.84	0.20	0.29
MgO	0.67	0.57	1.25	0.28	0.80	0.37	0.57	0.88	1.39	2.27	0.86	2.95	4.58	3.70	8.54	4.48
CaO	16.22	16.47	18.36	19.19	19.07	18.68	13.88	18.99	21.48	21.33	20.94	20.05	14.70	15.86	22.68	21.39
Na <sub>2</sub> O	3.43	3.70	2.15	1.91	2.36	1.74	2.94	1.47	1.70	1.60	1.28	1.73	2.70	2.75	0.72	0.77
K <sub>2</sub> O	0.22	0.21	—	0.32	0.13	0.48	0.21	0.53	0.67	0.07	0.35	0.54	1.03	0.50	0.24	0.74
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.37	0.45	0.21	—	—	—	—	—	—	0.21	—	—	0.90	0.58	0.22	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.12	0.18	—	—	—	—	—	—	—	0.24	—	—	—	—	0.10	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.04	—	—	0.26	0.03	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.30	—	—	—	—	0.06	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.04	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.24
П. п. п.	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	0.18	—	—	—	—	—	—	—	0.56
Сумма . . . .	100.52	100.30	99.53	100.56	100.41	99.45	99.77	100.00	99.75	100.15	99.95	99.74	101.28	100.52	100.02	99.18
Ng	1.756	1.766	1.758	1.767	1.765	1.762	1.763	1.757	1.754	1.755	1.757	1.758	—	—	1.734	—
Nm	—	—	—	—	—	—	1.745	1.738	1.737	—	1.741	1.741	—	—	—	—
Np	1.731	1.729	1.728	1.742	1.737	1.734	1.732	1.729	1.725	1.727	1.727	1.729	—	—	1.716	—
Ng-Np	0.025	0.037	0.030	0.025	0.028	0.028	0.031	0.028	0.029	0.028	0.030	0.029	—	—	0.018	—
+2V	86	84	80	68	68	68	78	69	67	76	66	68	—	—	60	—
cNg	—	—	66	60	63	60	66	61	58	60	58	67	—	—	46	—
Уп. вес . . .	3.544	3.554	3.588	3.331	—	—	3.575	3.566	3.559	—	3.497	3.498	—	—	—	—
FeO/MgO	15.9	18.6	9.2	39.6	14.1	33.2	17.0	11.7	3.7	4.5	9.3	2.6	2.3	3.2	0.5	1.7

Таблица 1 (продолжение)

Компонент и константа	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO <sub>2</sub>	40.20	48.21	49.29	42.06	51.80	55.20	49.00	51.85	50.31	49.75	50.21	50.15	51.73	47.80	42.78	46.01	40.41
TiO <sub>2</sub>	2.00	1.31	1.48	1.87	0.58	0.43	1.80	0.18	1.22	2.60	1.82	1.14	1.85	0.55	1.74	1.16	2.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.30	2.94	2.38	9.63	0.83	0.60	2.96	2.22	2.10	2.19	1.23	3.68	2.50	7.98	11.81	11.16	10.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.79	4.69	5.60	5.08	5.54	3.89	4.00	3.60	3.41	4.38	4.98	3.48	3.75	2.35	1.75	7.97	3.69
FeO	11.78	13.86	12.17	9.22	3.45	0.54	4.08	2.12	2.59	2.89	2.18	2.16	2.13	4.70	5.09	9.44	7.84
MnO	0.37	0.38	0.44	0.16	0.28	0.23	0.11	0.18	0.15	0.15	—	0.06	—	0.21	0.01	0.37	0.20
MgO	4.85	6.40	6.60	7.67	12.21	15.37	13.34	15.45	15.30	14.04	15.63	14.35	15.17	12.86	11.88	6.22	8.10
CaO	20.61	20.89	19.64	22.15	21.32	22.95	23.52	23.83	23.30	22.15	23.13	23.60	23.00	22.19	22.33	21.90	23.47
Na <sub>2</sub> O	1.68	1.10	2.64	1.12	1.68	0.65	1.03	0.72	0.72	1.27	0.63	0.66	0.07	0.38	0.36	0.52	0.99
K <sub>2</sub> O	0.06	0.22	0.10	0.09	0.27	0.09	0.31	Следы	—	0.34	Следы	0.25	0.10	0.07	0.08	0.33	0.69
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.26	—	0.06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	0.41	0.32	0.30	0.20	0.33	—	—	—	0.19	0.10	0.07	—	0.10	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	0.25	—	—	0.13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.20	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	—	—	—	0.04	0.03	0.01	0.08	0.02	0.03	0.03	0.25	—	0.08	0.04	—	—
CO <sub>2</sub>	0.06	—	—	0.44	—	—	—	—	0.81	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	1.68	0.39	0.33	0.37	0.22	0.48	0.77	0.52	—	0.34	1.88	0.99	0.60
Сумма . . . .	100.45	100.00	100.40	100.22	99.92	100.58	100.49	100.60	100.15	100.27	100.61	100.30	100.30	99.51	99.95	100.00	99.88
Ng	—	1.737	1.737	1.733	—	—	1.722	1.710	1.714	1.710	1.706	1.718	1.715	1.717	1.719	1.725	1.734
Nm	—	—	—	—	—	—	1.702	1.692	1.698	1.700	1.682	1.702	1.702	1.708	1.708	1.712	1.721
Np	—	1.714	1.714	1.710	—	—	1.698	1.686	1.690	1.686	1.678	1.689	1.695	1.688	1.686	1.687	1.708
Ng-Np	—	0.023	0.023	0.023	—	—	0.024	0.024	0.024	0.024	0.028	0.029	0.020	0.029	0.033	0.028	0.026
+2V	—	85	84	63	—	—	60	62	62	62	59	55	53	58	59	63	78
cNg	—	63.5	63.5	53	—	—	48	42	41	42	37	48	46	42	42	46	56
Уд. вес . . . .	—	—	—	3.419	—	—	—	3.35	3.37	—	3.30	—	3.35	—	3.322	3.563	3.403
FeO/MgO	1.4	1.2	1.0	0.7	0.2	0.02	0.2	0.08	0.09	0.11	0.07	0.08	0.08	0.20	0.24	0.19	0.85

Примечание. Минерал: 1 — из щелочного сиенита, Ю.-В. Тува, Чахыртой (Кононова, 1965); 2-7 — из нефелиновых сиенитов: 2 — Ю.-В. Тува, Чахыртой (Кононова, 1965), 3 — Ю.-В. Тува, Баянкол (Кононова, 1962), 4-6 — Восточный Саян, Ботогол (Костюк, Базарова, 1966), 7 — Витимское плоскогорье, Верхний Бурульзай; 8 — из полевошпатового ийолита, Витимское плоскогорье, Верхний Бурульзай; 9, 10 — из ийолита: 9 — Витимское плоскогорье, Нижний Бурульзай, 10 — Ю.-В. Тува, Чик (Кононова, 1962); 11, 12 — из мельтейгита: 11 — Витимское плоскогорье, Нижний Бурульзай, 12 — то же, Мухал; 13, 14 — из нефелиновых сиенитов, С.-В. Тува (Коваленко, Пополитов, 1970); 15 — из уррита, Кузнецкий Алатау, Кыя-Шалтырь; 16-20 — из ийолита: 16 — Витимское плоскогорье, Сажинский плутон (Конов, 1962), 17 — то же, Гулхен (Конов, 1962), 18, 19 — Ю.-В. Тува, Харлинский массив (Яшина, 1962), 20 — то же, Дахунур (Кононова, 1961); 21, 22 — из ийолита Гулинской интрузии; 23 — из мельтейгита, Маймеч-Котуйский район, Быхит (Прохорова и др., 1966); 24, 25 — из якупирангита, Гулинская интрузия (Прохорова и др., 1966); 26, 27 — из перидотитов, Гулинская интрузия (Прохорова и др., 1966); 28, 29 — из пироксенита, Гулинская интрузия (Прохорова и др., 1966); 30 — то же, Витимское плоскогорье, Нижний Бурульзай; 31 — то же, верхнепротерозойский икатский комплекс; 32, 33 — из нефелинизированного пироксенита (33 — бледно-зеленое ядро пироксена, 32 — зеленая кайма того же пироксена), Витимское плоскогорье, Нижний Бурульзай. Анализы 21 и 22 любезно представлены В. П. Костюком.

Аналитики: 1 — А. И. Попова, 2 — Т. М. Митюшина, 3, 15 — Е. И. Ломейко, 4-6 — А. И. Покровская, 7-9, 11, 12, 30-33 — Н. Н. Гурулева, 10, 20 — К. П. Сокова, 13, 14 — Р. Моисеева, 16, 17 — Т. А. Лахно, 18, 19 — В. М. Некрасова, 21, 22 — Э. С. Гулецкая, 23 — А. З. Шпиндлер, 24, 29 — А. П. Лютерова, 25, 27, 28 — С. В. Тамазова, 26 — Т. М. Саблина.

9.  $(\text{Na}_{0.15}\text{Ca}_{0.92})_{1.07}(\text{Mg}_{0.08}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.31}^{2+}\text{Fe}_{0.40}^{3+}\text{Al}_{0.15})_{0.94}[(\text{Si}_{1.55}\text{Al}_{0.44}\text{Ti}_{0.01})\text{O}_6]$ , геденбергит — 34, диопсид — 8, эгирин — 16, компоненты Чермака — 42.
10.  $(\text{Na}_{0.07}\text{Ca}_{0.92})_{0.99}(\text{Mg}_{0.13}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}_{0.60}^{2+}\text{Fe}_{0.16}^{3+}\text{Al}_{0.07})_{0.98}[(\text{Si}_{1.79}\text{Al}_{0.16}\text{Ti}_{0.05})\text{O}_6]$ , геденбергит — 64, диопсид — 13, эгирин — 7, компоненты Чермака — 16.
11.  $(\text{Na}_{0.12}\text{Ca}_{0.90})_{1.02}(\text{Mg}_{0.06}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.47}^{2+}\text{Fe}_{0.29}^{3+}\text{Al}_{0.15})_{0.98}[(\text{Si}_{1.67}\text{Al}_{0.32}\text{Ti}_{0.01})\text{O}_6]$ , геденбергит — 49, диопсид — 6, эгирин — 12, компоненты Чермака — 33.
12.  $(\text{Na}_{0.16}\text{Ca}_{0.85})_{1.01}(\text{Mg}_{0.18}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}_{0.46}^{2+}\text{Fe}_{0.31}^{3+}\text{Al}_{0.04})_{1.01}[(\text{Si}_{1.73}\text{Al}_{0.23}\text{Ti}_{0.04})\text{O}_6]$ , геденбергит — 47, диопсид — 18, эгирин — 16, компоненты Чермака — 19.
13.  $(\text{Na}_{0.26}\text{Ca}_{0.62}\text{Mn}_{0.03})_{0.91}(\text{Mg}_{0.27}\text{Fe}_{0.62}^{2+}\text{Fe}_{0.20}^{3+})_{1.07}[(\text{Si}_{1.66}\text{Al}_{0.29}\text{Ti}_{0.05})\text{O}_6]$ , геденбергит — 36, диопсид — 44, эгирин — 20.
14.  $(\text{Na}_{0.23}\text{Ca}_{0.67}\text{Mn}_{0.03})_{0.93}(\text{Mg}_{0.22}\text{Fe}_{0.70}^{2+}\text{Fe}_{0.11}^{3+}\text{Al}_{0.04})_{1.07}[(\text{Si}_{1.77}\text{Al}_{0.18}\text{Ti}_{0.05})\text{O}_6]$ , геденбергит — 47, диопсид — 35, эгирин — 11, компоненты Чермака — 7.
15.  $(\text{Na}_{0.04}\text{Ca}_{0.94})_{0.98}(\text{Mg}_{0.49}\text{Fe}_{0.26}^{2+}\text{Fe}_{0.17}^{3+}\text{Al}_{0.10})_{1.02}[(\text{Si}_{1.73}\text{Al}_{0.22}\text{Ti}_{0.05})\text{O}_6]$ , геденбергит — 25, диопсид — 49, эгирин — 4, компоненты Чермака — 22.
16.  $(\text{Na}_{0.1}\text{Ca}_{0.9})_{1.0}(\text{Mg}_{0.3}\text{Fe}_{0.4}^{2+}\text{Fe}_{0.2}^{3+}\text{Al}_{0.1})_{1.0}[(\text{Si}_{1.6}\text{Al}_{0.3}\text{Ti}_{0.1})\text{O}_6]$ , геденбергит — 40, диопсид — 30, эгирин — 10, компоненты Чермака — 20.
17.  $(\text{Na}_{0.1}\text{Ca}_{0.9})_{1.0}(\text{Mg}_{0.3}\text{Fe}_{0.4}^{2+}\text{Fe}_{0.1}^{3+}\text{Al}_{0.2})_{1.0}[(\text{Si}_{1.6}\text{Al}_{0.3}\text{Ti}_{0.1})\text{O}_6]$ , геденбергит — 40, диопсид — 30, эгирин — 10, компоненты Чермака — 20.
18.  $(\text{Na}_{0.11}\text{Ca}_{0.87}\text{Mn}_{0.01})_{0.99}(\text{Mg}_{0.37}\text{Fe}_{0.45}^{2+}\text{Fe}_{0.14}^{3+}\text{Al}_{0.05})_{1.01}[(\text{Si}_{1.88}\text{Al}_{0.08}\text{Ti}_{0.04})\text{O}_6]$ , геденбергит — 44, диопсид — 37, эгирин — 11, компоненты Чермака — 8.
19.  $(\text{Na}_{0.19}\text{Ca}_{0.81})_{1.00}(\text{Mg}_{0.38}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.39}^{2+}\text{Fe}_{0.16}^{3+}\text{Al}_{0.06})_{1.00}[(\text{Si}_{1.91}\text{Al}_{0.05}\text{Ti}_{0.04})\text{O}_6]$ , геденбергит — 39, диопсид — 39, эгирин — 16, компоненты Чермака — 5, жадеит — 1.
20.  $(\text{Na}_{0.09}\text{Ca}_{0.96}\text{Mn}_{0.01})_{1.00}(\text{Mg}_{0.45}\text{Fe}_{0.30}^{2+}\text{Fe}_{0.15}^{3+}\text{Al}_{0.19})_{1.09}[(\text{Si}_{1.65}\text{Al}_{0.25}\text{Ti}_{0.05})\text{O}_6]$ , геденбергит — 30, диопсид — 43, эгирин — 9, компоненты Чермака — 18.
21.  $(\text{Na}_{0.14}\text{Ca}_{0.86})_{1.00}(\text{Mg}_{0.69}\text{Fe}_{0.10}^{2+}\text{Fe}_{0.16}^{3+}\text{Al}_{0.03})_{0.98}[(\text{Si}_{1.97}\text{Al}_{0.01}\text{Ti}_{0.02})\text{O}_6]$ , геденбергит — 12, диопсид — 74, эгирин — 14.
22.  $(\text{Na}_{0.05}\text{Ca}_{0.91})_{0.96}(\text{Mg}_{0.83}\text{Fe}_{0.02}^{2+}\text{Fe}_{0.10}^{3+}\text{Al}_{0.03}\text{Ti}_{0.01})_{0.99}[(\text{Si}_2\text{O}_6)]$ , геденбергит — 7, диопсид — 88, эгирин — 5.
23.  $(\text{Na}_{0.09}\text{Ca}_{0.94})_{1.03}(\text{Mg}_{0.74}\text{Fe}_{0.13}^{2+}\text{Fe}_{0.11}^{3+}\text{Al}_{0.02})_{1.00}[(\text{Si}_{1.84}\text{Al}_{0.11}\text{Ti}_{0.05})\text{O}_6]$ , геденбергит — 13, диопсид — 74, эгирин — 9, компоненты Чермака — 4.
24.  $(\text{Na}_{0.04}\text{Ca}_{0.94})_{0.98}(\text{Mg}_{0.85}\text{Fe}_{0.08}^{2+}\text{Fe}_{0.10}^{3+}\text{Al}_{0.02})_{1.05}[(\text{Si}_{1.91}\text{Al}_{0.08}\text{Ti}_{0.01})\text{O}_6]$ , геденбергит — 4, диопсид — 84, эгирин — 4, компоненты Чермака — 8.
25.  $(\text{Na}_{0.06}\text{Ca}_{0.90})_{0.96}(\text{Mg}_{0.85}\text{Fe}_{0.08}^{2+}\text{Fe}_{0.10}^{3+}\text{Al}_{0.02})_{1.05}[(\text{Si}_{1.89}\text{Al}_{0.08}\text{Ti}_{0.03})\text{O}_6]$ , геденбергит — 3, диопсид — 85, эгирин — 6, компоненты Чермака — 6.
26.  $(\text{Na}_{0.10}\text{Ca}_{0.89})_{0.99}(\text{Mg}_{0.78}\text{Fe}_{0.09}^{2+}\text{Fe}_{0.12}^{3+}\text{Al}_{0.03})_{1.02}[(\text{Si}_{1.86}\text{Al}_{0.07}\text{Ti}_{0.07})\text{O}_6]$ , геденбергит — 7, диопсид — 78, эгирин — 10, компоненты Чермака — 5.
27.  $(\text{Na}_{0.02}\text{Ca}_{0.90})_{0.92}(\text{Mg}_{0.83}\text{Fe}_{0.06}^{2+}\text{Fe}_{0.10}^{3+}\text{Al}_{0.05})_{1.04}[(\text{Si}_{1.89}\text{Al}_{0.06}\text{Ti}_{0.05})\text{O}_6]$ , геденбергит — 6, диопсид — 86, эгирин — 4, компоненты Чермака — 4.
28.  $(\text{Na}_{0.04}\text{Ca}_{0.93})_{0.97}(\text{Mg}_{0.86}\text{Fe}_{0.06}^{2+}\text{Fe}_{0.11}^{3+})_{1.03}[(\text{Si}_{1.87}\text{Al}_{0.05}\text{Ti}_{0.05}\text{Fe}_{0.03})\text{O}_6]$ , геденбергит — 4, диопсид — 87, эгирин — 4, компоненты Чермака — 5.
29.  $(\text{Na}_{0.04}\text{Ca}_{0.96})_{1.00}(\text{Mg}_{0.78}\text{Fe}_{0.07}^{2+}\text{Fe}_{0.10}^{3+}\text{Al}_{0.05})_{1.00}[(\text{Si}_{1.86}\text{Al}_{0.11}\text{Ti}_{0.03})\text{O}_6]$ , геденбергит — 11, диопсид — 78, эгирин — 4, компоненты Чермака — 11.

30.  $(\text{Na}_{0.03}\text{Ca}_{0.88}\text{Mn}_{0.01})_{0.93}(\text{Mg}_{0.70}\text{Fe}_{0.15}^{2+}\text{Fe}_{0.06}^{3+}\text{Al}_{0.16})_{1.07}[(\text{Si}_{1.79}\text{Al}_{0.19}\text{Ti}_{0.02})\text{O}_6]$ ,  
геденбергит — 8, диопсид — 70, эгирин — 3, компоненты Чер-  
мака — 19.
31.  $(\text{Na}_{0.03}\text{Ca}_{0.91})_{0.94}(\text{Mg}_{0.67}\text{Fe}_{0.16}^{2+}\text{Fe}_{0.05}^{3+}\text{Al}_{0.35})_{1.23}[(\text{Si}_{1.63}\text{Al}_{0.17}\text{Ti}_{0.20})\text{O}_6]$ ,  
геденбергит — 17, диопсид — 70, эгирин — 3, компоненты Чер-  
мака — 10.
32.  $(\text{Na}_{0.06}\text{Ca}_{0.88})_{0.94}(\text{Mg}_{0.69}\text{Fe}_{0.14}^{2+}\text{Fe}_{0.16}^{3+}\text{Al}_{0.09})_{1.08}[(\text{Si}_{1.74}\text{Al}_{0.24}\text{Ti}_{0.02})\text{O}_6]$ ,  
геденбергит — 7, диопсид — 68, эгирин — 6, компоненты Чер-  
мака — 19.
33.  $(\text{Na}_{0.05}\text{Ca}_{0.92}\text{Mn}_{0.01})_{0.98}(\text{Mg}_{0.36}\text{Fe}_{0.31}^{2+}\text{Fe}_{0.23}^{3+}\text{Al}_{0.11})_{1.04}[(\text{Si}_{1.60}\text{Al}_{0.37}\text{Ti}_{0.03})\text{O}_6]$ ,  
геденбергит — 28, диопсид — 35, эгирин — 5, компоненты Чер-  
мака — 32.

Сравнение кристаллохимических формул и компонентных составов показывает, что пироксены щелочных пород исследуемых массивов по составу резко отличаются от пироксенов из пироксенитов вмещающей рамы Ниже-Бурульзайского массива (табл. 1, ан. 30) и ультраосновных пород верхнепротерозойского икатского комплекса.

Упрощение четырехкомпонентного состава пироксенов до трехкомпонентного проведено по схеме, предложенной В. П. Костюком (Костюк, Базарова, 1966), т. е. алюминий шестерной координации отнесен в диоп-

Таблица 2

Компонентный состав и общая железистость пироксенов, мол. %

№ хим. анализа и формулы	Общая железистость	Эгирин	Диопсид	Геденбергит	Порода
1	96	28	8	64	Щелочной сиенит
2	96	28	9	63	Нефелиновый сиенит
3	92	15	15	70	То же
4	98	16	6	78	» »
5	95	16.3	9.2	74.5	» »
6	98	15.5	13	71.5	» »
7	96	27	19	54	» »
8	94	15	8	77	Полевшпатовый ийолит
9	90	16	24	60	Ийолит
10	85	7	20	73	»
11	94	12	22	66	Мельтейгит
12	82	16	22	62	»
13	76	20	44	36	Нефелиновый сиенит
14	79	11	43	46	То же
15	47	4	55	41	Уртит
16	70	10	40	50	Ийолит
17	65	10	50	40	»
18	61	11	40	49	»
19	59	16	44	40	»
20	50	14	56	30	»
21	27	14	74	12	»
22	13	5	88	7	»
23	24	9	76	15	Мельтейгит
24	16	5	86	9	Якупирангит
25	17	6	89	5	»
26	22	10	79	11	Перидотит
27	19	2	91	7	»
28	17	4	89	7	Пироксенит
29	17	4	83	13	»
30	23	3	79	18	»
31	24	3	79	18	»
32	30	6	76	18	»
33	60	5	46	49	»

сид, а избыточное окисное железо после образования эгирина — в геденбергит. В некоторых пробах (табл. 1, ан. 1, 2, 7, 8, 13—15, 24—28, 30, 32, 33) избыточное трехвалентное железо и алюминий шестерной координации, оставшиеся после связывания их в геденбергит и диопсиде, мы перевели в диопсид по следующим схемам замещения:  $\text{Ca} + 2\text{Mg} \rightleftharpoons 2\text{Fe}^{3+}$  и  $2\text{Al} \rightleftharpoons \text{Ca} + 2\text{Mg}$  (Добрецов, Пономарева, 1964). Одновременно с компонентным составом мы рассчитали общую железистость пироксенов по формуле:  $\frac{(2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) 100}{(2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})}$  (табл. 2).

Данные, представленные в табл. 2, показывают, что исследуемые пироксены щелочных пород по компонентному составу резко отличаются от пи-

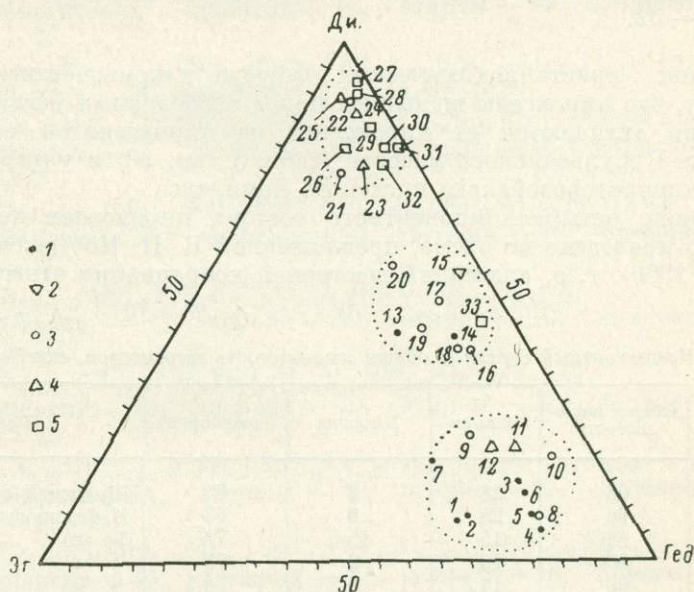


Рис. 1. Составы клинопироксенов из щелочных пород на диаграмме эгирин (Эг) — геденбергит (Гед) — диопсид (Ди).

Минералы: 1 — из нефелиновых сиенитов, 2 — из уртитов, 3 — из ийолитов, 4 — из мельтейгитов и якуширангитов, 5 — из пироксенитов и перидотитов. Номера фигуративных точек (1—33) соответствуют номерам анализов в табл. 1.

роксенов щелочно-основной и щелочно-ультраосновной формаций. Это различие наглядно иллюстрируется на рис. 1. Фигуративные точки наших пироксенов из щелочных пород ложатся на диаграмме составов в поле щелочно-гранитоидной формации, составы пироксенов из пироксенитов вмещающей рамы Нижне-Бурульзайского массива — в поле щелочно-ультраосновной формации, а составы зонального пироксена из нефелинизированных пироксенитов (рис. 1, точки 32, 33) — в нижнюю часть поля щелочно-ультраосновной и щелочно-основной формаций.

Значения коэффициентов общей железистости наших пироксенов из исследуемых щелочных пород, равные 82—96 мол. %, также подчеркивают принадлежность их к пироксенам щелочно-гранитоидной формации; коэффициент железистости в последних колеблется от 81 до 98 мол. %, тогда как в пироксенах щелочно-основной формации значение общей железистости колеблется от 50 до 79 мол. %, а в пироксенах щелочно-ультраосновной формации — от 16 до 24 мол. %.

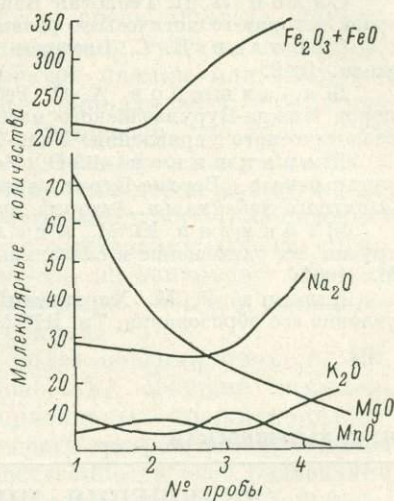
Имеющиеся у нас анализы клинопироксенов позволяют с известной долей условности (ввиду небольшого количества анализов) наметить некоторые закономерности в изменении их состава в связи с эволюцией

щелочного расплава. Геолого-петрографическими и петрохимическими исследованиями ранее было установлено повышение содержания кремнезема, железа, щелочей при уменьшении количеств магния, кальция от пород ранней интрузивной фазы (нефелино-пироксеновых пород уртито-якупирангитового ряда) к более поздним нефелиновым сиенитам (Шаракшинов, 1969, 1970). Эта особенность изменения химизма пород в процессе дифференциации щелочного расплава отражается также и на составе пироксенов. При сравнении химических составов пироксенов из мельтейгитов, ийолитов и нефелиновых сиенитов видно, что в последних увеличивается содержание щелочей, железа и уменьшается количество магния и марганца; одновременно значения коэффициента общей железистости и отношения железа к магнию также увеличивается в сторону пироксенов нефелиновых сиенитов. Эволюция пироксенов в процессе кристаллизации щелочного расплава отчетливо иллюстрируется диаграммой содержания щелочей, железа, магния, марганца (рис. 2).

Для определения температур кристаллизации исследуемых пироксенов

Рис. 2. Диаграмма содержания железа, марганца магния и щелочей в пироксенах ряда эгириин—диопсид—геденбергит.

Пироксены: 1 — из мельтейгита, 2 — из ийолита, 3 — из полевошпатового ийолита, 4 — из нефелинового сиенита.



мы провели термометрические исследования газовой-жидких включений, наблюдаемых в этих минералах при больших увеличениях. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в эгириин-авгитах из ийолитов Мухальского массива колеблются в пределах  $800-830^\circ C$ , а включения в пироксенах уртитов Нижне-Бурульзайского массива гомогенизируются при температуре  $680-885^\circ C$ .

Таким образом, наши исследования показывают, что пироксены щелочных пород кристаллизовались в магматическую стадию из расплава. Изменение химизма пород при кристаллизации магматического расплава, т. е. обогащение остаточных его порций кремнеземом, щелочами, железом при уменьшении количеств магния, кальция, отразилось на составе пироксенов. Сравнение химического состава одного из наиболее ранних порообразующих минералов — пироксена с аналогичным минералом щелочных пород других регионов позволяет сделать вывод о принадлежности исследуемых щелочных пород к щелочно-гранитоидной формации.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. О пироксенах эглотитовой фации жадеитовых пород и глаукофановых сланцев. Тр. ИГ и Г СО АН СССР, вып. 30, 1964.
- Коваленко В. И., Пополитов В. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитоидных пород Северо-Восточной Тувы. М., изд-во «Наука», 1970.
- Конев А. А. Петрография щелочных, ультраосновных и основных горных пород Сайжинского и Гулхенского плутонов (Витимское плоскогорье). Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, вып. 11. Иркутск, 1962.
- Кононова В. А. Уртит-ийолитовые интрузии Юго-Восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 60, 1961.

Кононова В. А. Первично-расслоенная Байкальская интрузия геденбертитовых нефелиновых сиенитов. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 76, 1962.

Кононова В. А. О взаимодействии нефелиновых сиенитов и мраморов Чахыртотского инъекционного поля (Юго-Восток Тувы). В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М., изд-во «Наука», 1965.

Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. М., изд-во «Наука», 1966.

Литвиновский Б. А. Геология и петрология щелочных пород низовьев р. Кыджимита и среднего течения р. Бамбуйки (Витимское плоскогорье). Автореф. канд. дисс. Новосибирск—Улан-Удэ, 1968.

Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф. Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. Тр. НИИГА, т. 140. М., изд-во «Недра», 1966.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., изд-во «Недра», 1967.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1949.

Шаракшинов А. О. Геология и петрохимические особенности щелочных пород Нижне-Бурульзайского массива. Матер. конф., посвящ. 10-летию Бурятского геологического управления, Улан-Удэ, 1969.

Шаракшинов А. О. Условия образования щелочных пород Нижне-Бурульзайского, Верхне-Бурульзайского, Мухальского и Инолоктинского массивов Западного Забайкалья. Автореф. канд. дисс. Новосибирск—Улан-Удэ, 1970.

Шейманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Тр. ВИМС, вып. 12 и 13. М., 1961.

Яшина Р. М. Харлинский концентрически-зональный щелочной массив и условия его образования. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 76. М., 1962.

Н. Г. ЗАКРЖЕВСКАЯ

## ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛОБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ В МИНЕРАЛАХ ФОЙЯИТОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Хибинский массив представляет постдевонскую многофазную платформенную интрузию центрального типа (Елисеев и др., 1939). В плане интрузии различных комплексов, за исключением фойяитов, имеют серповидную форму. Интрузия фойяитов слагает ядро массива. В краевой части фойяиты обладают грахитоидной текстурой, обусловленной ориентировкой таблитчатых кристаллов полевого шпата; центральная часть интрузии сложена массивными эгириновыми фойяитами. Комплекс фойяитов рассматривается одними исследователями (Елисеев и др., 1939; Зак, 1963) как наиболее поздний интрузивный комплекс Хибин, а другие (Куплетский, 1936) — как близкоодновременный хибинитовому.

В состав фойяитов входят полевые шпаты (до 60—80%), имеющие грубопертитовый характер, нефелин (25—35%) и в меньшей степени цветные и второстепенные минералы. Среди цветных минералов преобладают лепидомелан и арфведсонит. Б. М. Куплетский (1936) отмечал приуроченность к фойяитам темно-красного эвколита, астрофиллита и реже рамзаита, лопарита, золотистого сфена и сульфидов свинца и цинка. Нередко в фойяитах присутствует канкринит, количество которого иногда достигает 25%.

Возможность для проведения настоящего исследования появилась в результате бурения в фойяитах восточной части массива, далеко за пределами апатитовых месторождений, глубокой скважины. Скважина прошла по фойяитам до глубины 1100 м, что позволило проследить характер пород и содержащихся в их минералах включений минералообразующей среды на разных уровнях фойяитовой интрузии.

## Зависимость количества и характера включений от степени изменения породы

Для фойяитов отмечаются различные виды метаморфизма, отличающиеся временем проявления, минеральным составом новообразований и интенсивностью преобразований. Здесь получили распространение альбитизация, канкринитизация, шпреуштейнизация и в меньшей степени карбонатизация пород. Все эти процессы, в разной степени изменяя фойяиты, соответственно влияют и на включения в минералах.

Наиболее ранним из этих процессов является альбитизация, сказавшаяся на преобразовании полевых шпатов и приводящая к образованию реликтовых структур замещения. В результате среди агрегата шахматного альбита сохраняются лишь мелкие реликтовые участки первичных полевых шпатов. Очень часто альбит образует каемки или оторочки вокруг зерен микроклина, заметно реже они возникают вокруг пойкилитовых вростков нефелина в полевом шпате. Интересно, что каемки эти возникают в местах соприкосновения зерен нефелина с микроклином и отсутствуют в местах соприкосновения нефелиновых зерен между собой. Реже наблюдается альбитизация (с возникновением структур замещения) лепидомелана. Следует, однако, заметить, что альбитизация породы, практически не захватывая зерен нефелина, почти не оказывает влияния и на включения в нем. Главная масса включений, обычно связанная с нефелином, сохраняется в породе неизменной.

Канкринитизация породы представляет более поздний процесс. Нередко канкринит образует тончайшие прожилки, секущие нефелин, изредка канкринит развивается в виде неправильных прожилковидных образований между зерен альбита, замещающего микроклин. В отличие от альбита канкринит развивается преимущественно за счет разъедания нефелиновых зерен вплоть до псевдоморфного их замещения. Следствием этого является заметное влияние, которое оказывает этот процесс на первичные включения минералообразующей среды, распространенные в нефелине.

Еще более поздним преобразованием, наблюдаемым в изученных породах, является возникновение шпреуштейна за счет местами слабого, местами интенсивного замещения нефелина, а реже и других минеральных компонентов породы — свежих, а также и альбитизированных зерен калиевых полевых шпатов и канкринита. По-видимому, позже всех образовались карбонаты, которые развиваются также и по шпреуштейну или образуют прожилки, секущие породу и несущие сульфиды свинца и цинка (галенит, сфалерит, халькопирит и др.).

Исследования показали, что во всех случаях, когда фойяиты претерпели интенсивное гидротермальное воздействие с образованием шпреуштейна, а иногда также и карбонатов, включений в них либо не было обнаружено, либо обнаружено мало. Это значит, что процессы шпреуштейнизации оказывают активное влияние на включения минералообразующей среды. На участках, подвергшихся шпреуштейнизации, в нефелине происходит уничтожение газово-жидких включений. Следовательно, процессы наложенного метасоматоза, воздействующие на нефелиновую часть породы, способствуют ее дегазации. Это важно учитывать при прогнозировании возможной газообильности горных выработок в рудниках.

### Особенности морфологии и размещения включений

По отношению к минералу-хозяину все включения, следуя В. Ф. Лесняку (1964), могут быть разделены на три группы: включения частиц окружающей геологической обстановки (вмещающих горных пород и

минералов), включения минералов-спутников (парагенетических минералов) и включения минералообразующей среды. Объектом наших исследований является последняя группа.

В изученных фойяитах восточной части Хибинского массива довольно широко развиты образования, относящиеся к различным типам включений минералообразующей среды, выделенным ранее для апатитовых месторождений (Закржевская, 1963, 1964, 1967, 1968, 1971; Закржевская, Элинсон, 1966). Здесь нами установлено четыре типа включений: затвердевшие, газовые, жидкие и комбинированные.

Затвердевшие включения представляют собой частички магматического расплава, плененные минералом-хозяином в процессе кристаллизации. Встречаются они часто, но представлены в основном одной разновидностью — газовой-раскристаллизованными включениями. Включения стекла (обычно отвечающие формуле  $C > G$ )<sup>1</sup> развиты в резко подчиненных количествах, а кристаллофлюидные не отмечались вовсе.

Газово-раскристаллизованные включения, как правило, состоят из резко преобладающей твердой фазы и мелкого, обычно неправильной формы газового пузырька. В единичных случаях газовый пузырек отсутствует. Твердая фаза представлена чаще всего анизотропным кристаллическим агрегатом и реже точечными выделениями или сростками темного, непрозрачного битуминозного вещества. Включения стекла считаются свидетельством магматического происхождения вмещающего минерала; представлены твердой фазой и газовым пузырьком. Твердая фаза бесцветная, изотропная, с низким показателем преломления. Отличается от изотропных кристаллических образований отсутствием какой бы то ни было огранки. Газовый пузырек обычно мелкий, округлый, чаще несколько сплюснутый.

Газовые включения встречаются редко, в виде разрозненных мелких газовых пузырьков, и лишь в одном случае эти включения образовали скудное скопление в виде узкой и короткой полоски (шлиф 200). Изредка встречаются двухфазовые, жидко-газовые включения, в которых газовая фаза, резко преобладающая над жидкой, занимает 85—90% объема поры.

Жидкие включения имеют подчиненное значение, уступая в количественном отношении затвердевшим и особенно комбинированным включениям. Вместе с тем представлены они разнообразными видами. Распространены включения водных растворов, углеводородные и водно-углеводородные. Преобладают включения водных растворов. Они либо двухфазовые состава  $J_n > G_n$ , либо трехфазовые, выражающиеся формулой  $J_n > (G_n + K)$ . Газовые пузырьки в этих включениях мелкие, составляющие до 10—15% общего объема вакуоли. Твердая фаза, как правило, представлена одним или двумя кристалликами. Кристаллы обычно анизотропны и слегка окрашены в зеленоватый цвет. Вероятно, это эгирин.

Почти в равных количествах с включениями водных растворов присутствуют включения углеводородов. Среди них отмечаются разновидности состава  $J_y > G_y$  и  $J_y > (G_y + T_y)$ . Жидкой фазой служит маслянистое вещество углеводородного состава. Включения отличаются присутствием газового пузырька, который, как это свойственно углеводородным включениям, перемещается аномально. При самом легком нагревании он становится тяжелее жидкой фазы и тонет в ней. В качестве твердой фазы изредка присутствует темное битуминозное вещество, образующее точеч-

<sup>1</sup> С — стекло, Ж — жидкая фаза, Г — газовая фаза, Т — твердая фаза, К — кристаллическая, к — ксеногенная, а — анизотропная, и — изотропная, в — водные, у — углеводородные, п — пар, х — смесь газов или жидкостей. К буквенной номенклатуре, как наиболее компактной, автор прибегает, следуя Н. П. Ермакову (1966).

ные выделения или хлопьевидные скопления, выстилающие стенки вакуолей (Закржевская, 1964, 1967, 1968; Закржевская, Элинсон, 1966).

Включения смешанного водно-углеводородного состава ( $\mathbb{K}_b + \mathbb{K}_y + \Gamma_x$ ) отмечались лишь в единичных случаях. Это сложные включения несмешивающихся жидкостей. В них, так же как это установлено для включений в минералах апатитовых месторождений (Закржевская, 1968), одной из жидких фаз служит вещество углеводородного состава. Жидкие углеводороды при комнатной температуре обуславливают внутри включения дополнительную фазовую границу, отделяющую их от остальных фаз. Помимо трехфазовых включений, состоящих из двух несмешивающихся жидкостей и газового пузырька смешанного состава, изредка встречаются включения многофазовые, состав которых усложняется наличием твердой фазы. Последняя представлена мельчайшими бесцветными зернышками или удлиненно-призматическими кристалликами. И те и другие обычно анизотропны. Изредка твердой фазой служат точечные или кучковидные скопления битуминозного вещества. Эти включения отвечают формулам:  $\mathbb{K}_b + \mathbb{K}_y + \Gamma_x + T_y$ ,  $\mathbb{K}_b + \mathbb{K}_y + \Gamma_x + K$  и  $\mathbb{K}_b + \mathbb{K}_y + \Gamma_x + T_y + K$ .

Комбинированные включения наряду с затвердевшими заметно преобладают над остальными. Содержимое этих включений было изначально не однородным, а смешанным — частично аутигенным, частично ксеногенным, следуя терминологии Леммлейна (1959). В фойяитах нами наблюдались комбинированные включения, в которых ксеногенными частицами были кристаллики-спутники. Последние вместе с прилипшей к ним каплей остаточного расплава—раствора были пленены минералом-хозяином. Отличительной особенностью данных включений является резкое преобладание твердой фазы над суммарным объемом жидкой и газовой фаз. Газовый пузырек в них занимает не больше 5—10% объема поры. Твердая фаза очень редко слагается несколькими зернышками, как правило же, — одним более или менее крупным кристаллом. Состав этих включений отражается формулой  $K_x + \mathbb{K} + \Gamma$ .

В зернах нефелина широко распространены пойкилитовые вростки эгирина, заметно меньше темной слюды, виллиомита (?) и некоторых других минералов. Одновременно мельчайшие кристаллики этих же минералов (преимущественно эгирина) встречаются в качестве твердой фазы в многофазовых разностях жидких включений (отвечающих формулам:  $\mathbb{K}_b + \Gamma_n + K_a$ ,  $\mathbb{K}_b + \Gamma_n + K_a + K_n$ ,  $\mathbb{K}_x + \Gamma_x + K_a + K_n + T_y$ ) и включений комбинированных (состава  $K_x + \mathbb{K} + \Gamma$ ). Поскольку комбинированные включения представляют результат одновременного захвата и пленения растущим минералом как ксеногенных кристалликов-спутников, так и аутигенной капли остаточного расплава—раствора, постольку очевидна близкая одновременность образования ксеногенной твердой фазы (т. е. пойкилитовых вросток) и включений. Исходя из этого, представляется возможным рассматривать пойкилитовые вростки в нефелине в качестве включений минералообразующей среды, относя их к типу затвердевших включений, а в пределах этого типа — к однофазовой разновидности раскристаллизованных включений.

Помимо образований, описанных выше, в фойяитах изредка удавалось наблюдать включения метаморфизованные, т. е. такие, которые под влиянием наложенных процессов претерпели определенные превращения: изменение объема газовой фазы с одновременным сглаживанием углов вмещающей полости, преобразование двухфазовых включений в трехфазовые с образованием твердой фазы в виде темного битуминозного вещества, исчезновение газовой и жидкой фаз и др. (Закржевская, 1968). Наиболее характерен метаморфизм включений, связанный с замещением вмещающего их нефелина канкринитом.

Форма включений минералообразующей среды в фоййитах довольно разнообразна и существенно не отличается от описанных для апатитовых месторождений. Она определяется формой вмещающих полостей, тесно связанных с ростом кристалла. Большая часть включений приурочена к неограниченным полостям. Несколько реже встречаются ограниченные и полуограниченные формы. Неограниченные включения представлены овальными, линзовидными и различными неправильными формами. Ограниченные полости представляют собой негативные кристаллы, возникающие как дефекты роста вмещающего минерального зерна. При этом форма негативного кристалла, как известно, довольно строго отвечает кристаллическому облику минерала-хозяина (Ермаков, 1966). Полуограниченные вакуоли представляют комбинации граней вмещающего кристалла с участками без следов ограничения. Эти включения, так же как и ограниченные, встречаются либо изолированно, либо образуют кучковидные скопления. Включения чрезвычайно мелкие. Подавляющая часть их характеризуется размерами, не превышающими 5—7 мкм. Лишь в чрезвычайно редких случаях они достигают 8—10 мкм. Как правило, самыми мелкими являются включения жидкие, среди которых преобладают размеры в 4—5 мкм, наиболее крупные включения — комбинированные, большая часть которых характеризуется размерами в 20—25 и не превышает 50 мкм по удлиненной стороне. Пойкилитовые вроски в максимуме достигают 25—30 мкм.

### Первичные включения

Включения в нефелине. Наибольшие количества включений содержатся в свежих, практически неизмененных зернах нефелина. Характер размещения включений в пределах вмещающего их минерального зерна повсеместно отличается большим единообразием. Включения располагаются в большинстве случаев беспорядочно, часто образуя кучковидные скопления. В кучковидных скоплениях преобладают комбинированные, раскристаллизованные включения и пойкилитовые вроски (рис. 1). Довольно часто отмечаются газовой-жидкие включения двух- и трехфазовые. В последних твердая фаза представлена кристалликами зеленого цвета, по-видимому, эгирином. Газовые пузырьки во включениях часто обнаруживают аномальный характер перемещения, свидетельствующий об углеводородном их составе. Иногда, встречаются включения с двумя несмешивающимися жидкостями. В них газовый пузырек в некоторых случаях также перемещается аномально. Часто в кучковидных скоплениях при общем хаотическом размещении включения обнаруживают определенную ориентированность: и неограниченные и ограниченные включения расположены взаимно параллельно, будучи подчинены кристаллографическим направлениям (обычно  $L_6$ ) вмещающего минерала.

В фоййитах нередко встречаются зональные кристаллы нефелина. Зональность в них выявляется и подчеркивается чередованием зон, обильно насыщенных разнообразными включениями минералообразующей среды и пойкилитовыми вросками, с зонами, резко обедненными ими. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в зональных кристаллах нефелина развиты те же виды и разновидности включений и в тех же количественных соотношениях, как и в незональных его индивидах. Нередко в зональных зернах нефелина в разрезах, перпендикулярных к шестерной оси, большая часть включений имеет примерно изометричные очертания, часто обладающие шестиугольной формой. Учитывая обычно удлиненную форму большинства включений, можно полагать, что и здесь, как в незональных зернах, включения вытянутостью своей ориентируются преимущественно в направлении  $L_6$  вмещающего нефелина.

Приуроченность включений к формам роста кристаллов нефелина, к зональным и негативным кристаллам, частое совпадение удлинения включений с направлением главной кристаллографической оси вмещающего минерала, пространственная ограниченность включений пределами данного минерального индивида, беспорядочно рассеянный характер размещения их в теле минерала-хозяина — все это указывает на первичный (по отношению к вмещающему минералу) характер включений. С другой стороны, широкое распространение комбинированных и особенно затвердевших включений, среди которых встречаются включения

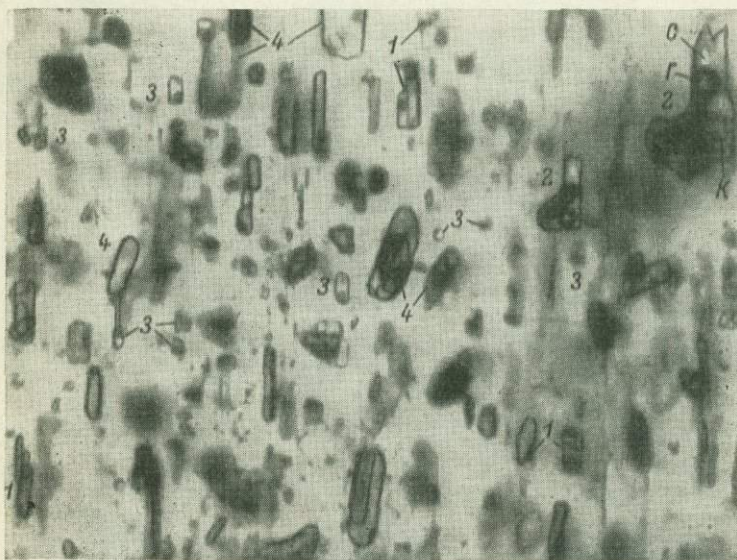


Рис. 1. Включения комбинированные (1), раскристаллизованные (2), жидкие (3) и пойкилитовые вростки (4) в зерне нефелина.

Замета ориентированность в расположении включений, параллельная  $L_0$  нефелина. С — стекло, Г — газовая фаза, К — кристаллическая фаза. Шл. 194, увел. 525.

стекла, тесная связь и близкоодновременное образование их с пойкилитовыми вростками эгирина и других минералов подтверждает магматическое происхождение породообразующего нефелина.

В одном из зональных кристаллов нефелина (рис. 2, а), было обнаружено уникальное явление: в средней, самой широкой зоне роста, среди обильных и разнообразных первичных включений было замечено несколько двух- и трехфазовых индивидов, в которых жидкая фаза обладает отчетливой анизотропией (на рис. 2 — включения б, в, г, и б', в', г'). Газовый пузырек в этих включениях перемещается аномально. Твердая фаза в них представлена анизотропными кристаллами. Такая анизотропия оптических свойств жидкости, с учетом аномального перемещения газового пузырька, по-видимому, может служить указанием на то, что углеводороды, образующие жидкую фазу этих включений, представлены нефтью. Последняя, как известно, является оптически активным соединением. Интересно, что некоторые исследователи считают оптические свойства нефти одним из наиболее веских аргументов в пользу ее органического происхождения (Техническая энциклопедия, 1951). В данном случае это, по-видимому, не так. Если учесть, что приуроченность включений к формам роста кристаллов считается (Григорьев, 1948)

наиболее надежным критерием первичного характера их связи с кристаллизацией минерала-хозяина, можно говорить о тесной генетической связи нефти, содержащейся во включениях, с вмещающей магматической породой — фойяитом и, следовательно, о ее неорганическом происхождении.

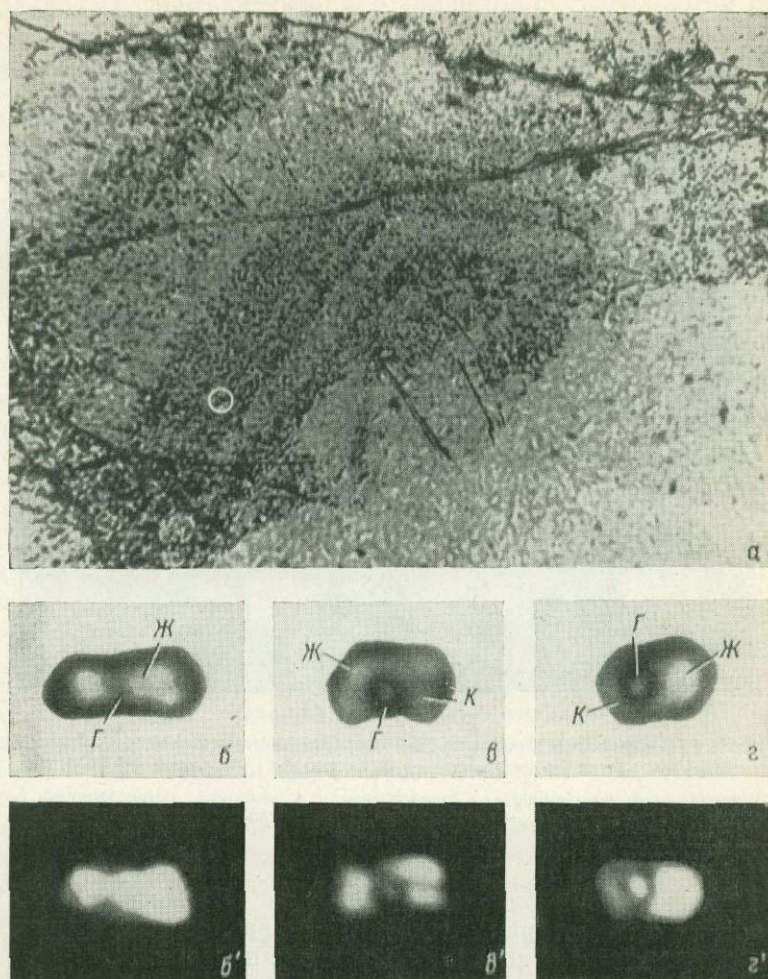


Рис. 2. Размещение первичных включений минералообразующей среды и пойкилитовых вростков в зонах роста кристалла нефелина (шл. 198).

а — общий вид, увел. 90, кружком обозначено место расположения включений; б, в, г — углеводородные включения с нефтью в качестве жидкой фазы (Ж — жидкая фаза, Г — газовая, К — кристаллическая); б', в', г' — те же включения при скрещенных николях (увел. 3240); нефелин (черное) поставлен на погасание, жидкая фаза — на максимальное освещение.

Однотипность включений в зональных и незональных зернах нефелина может рассматриваться как показатель того, что незональные зерна характеризуются теми же условиями образования, которые свойственны зональным кристаллам, что и включения в них, как и в зональных кристаллах, имеют первичный характер, а следовательно, вмещающие их зерна нефелина не представляют результата последующей перекристаллизации или наложенного метасоматоза.

Обращает на себя внимание также часто проявляющаяся в зернах нефелина и его зональных кристаллах прямая связь между количествами пойкилитовых вростков и включений минералообразующей среды. Так, в ряде шлифов эта связь обнаруживается вполне отчетливо. Здесь повсеместно отмечаются большие количества пойкилитовых вростков и соответственно разнообразных включений. В других случаях (например, в шл. 182) в нефелине почти полностью отсутствуют как пойкилитовые вростки, так и включения минералообразующей среды. Эти зерна нефелина как бы очищены.

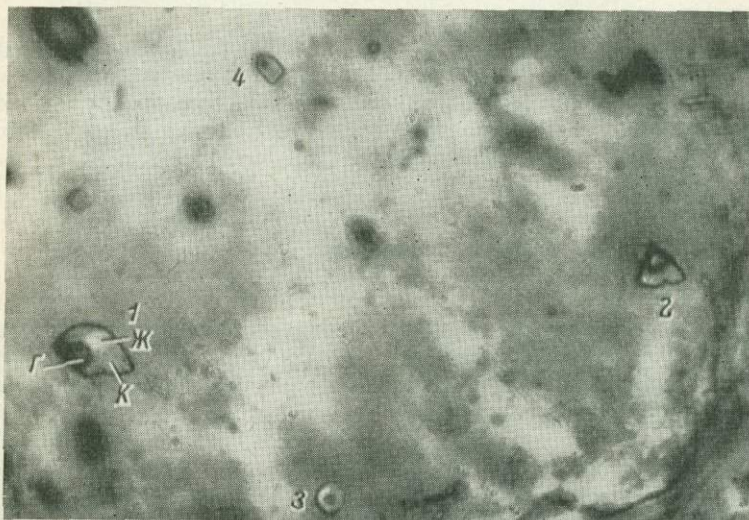


Рис. 3. Двухфазовые жидкие включения (1—4) в канкрините.

Шл. 200, увел. 920. Обозначения фаз те же, что на рис. 2.

Включения в полевых шпатах. В полевошпатовой части породы наблюдались включения, заметно отличающиеся от включений в нефелине еще более мелкими размерами. В основном это твердые частицы, наряду с которыми изредка встречаются, по-видимому, газовые или газовой-жидкие включения. Высказать такое предположение позволяют различия в показателях преломления. Последние у газовой и жидкой фаз заметно ниже, чем у минерала-хозяина, тогда как у твердых частиц обычно выше. В связи с этим при опускании тубуса микроскопа полоска Бекке перемещается в сторону газового или жидкого включения и они благодаря дисперсионному эффекту Лодочникова принимают красноватый оттенок, а при поднимании тубуса темнеют; мелкие минеральные включения показывают обратную картину. Согласно Д. С. Коржинскому (1940), этот дисперсионный эффект может быть использован в целях отличия газовых и жидких включений от мельчайших минеральных образований. Сказать что-либо более определенное об этих включениях не представляется возможным, поскольку размеры их лежат за пределами разрешающей способности микроскопа.

Включения в канкрините. В жилках канкринита или неправильных зернах его, развивающихся за счет замещения нефелина, иногда отмечаются первичные включения, относящиеся к газовым или жидким. Среди тех и других встречаются двух- и реже трехфазовые разности, характеризующиеся соответственно формулами:  $\Gamma > \text{Ж}$ ,  $\Gamma > (\text{Ж} + \text{К})$  и  $\text{Ж} > \Gamma$ ,  $\text{Ж} > (\Gamma + \text{К})$ . В первых объем газового пузырька до-

стигает 85—90% объема вакуоли, а во вторых — 10—15%. И те и другие имеют ограниченные, полуограниченные или неправильные формы (рис. 3). Размеры их доходят до 8—10 мкм. Газовые пузырьки в жидких включениях иногда перемещаются аномально. В одном случае (шл. 200) газовые и газовой-жидкие включения обладают заметно более мелкими размерами и образуют довольно бедное скопление вытянутых цепочкой включений, а в шл. 180 и 187 включения представлены мелкими (до 4—6 мкм), округлой или овальной формы однофазовыми газовыми разностями. В шл. 181 наблюдается прожилок канкринита (мощностью 0.18 мм), в котором встречено ограниченное двухфазовое включение с аномально перемещающимся пузырьком газа.

В канкрините среди первичных включений (в отличие от включений, унаследованных им от нефелина, см. ниже) нет ни затвердевших, ни комбинированных включений, ни пойкилитовых вростков. Это можно рассматривать как свидетельство того, что по сравнению с первично-магматическими включениями в нефелине они образовались в несколько иных условиях.

### Метаморфизованные включения

Метаморфизованные включения минералообразующей среды нередки в минералах фойяитов. Наиболее распространены они в нефелине и канкрините.

Включения в нефелине. Для зерен нефелина, не претерпевших вторичных изменений, характерно отсутствие метаморфизованных включений. В зернах, частично замещенных канкринитом, метаморфизации подвергается лишь часть включений минералообразующей среды, да и степень метаморфизации является начальной, частичной. Так, например, в шл. 179 в зернах нефелина, по краям и вдоль трещинок замещенных канкринитом, содержатся разнообразные первичные включения. Преобладают среди них комбинированные, раскристаллизованные включения и пойкилитовые вростки. Довольно часто встречаются также и жидкие включения двух-, трехфазовые и более сложные. В некоторых из них отмечается аномальное перемещение газового пузырька. Среди первичных включений довольно часто наблюдаются включения частично метаморфизованные, в которых присутствует новообразованное твердое битуминозное вещество в виде точечных скоплений темного, почти черного цвета. Кроме того, во включениях, содержащих жидкую и газовую фазы, иногда отмечается неустойчивое, варьирующее соотношение фаз.

В шл. 183 зерна нефелина в краевых частях замещаются агрегатом мелко- и среднезернистого канкринита. В одном из зерен содержится кучковидное скопление включений минералообразующей среды и пойкилитовых вростков. В этом скоплении при беспорядочном размещении включений заметна определенная их ориентированность: вытянутостью своей они следуют направлению  $L_6$  нефелина. Примерно одна треть этого скопления захвачена агрегатом канкринита (рис. 4, а). На рис. 4, б показаны включения в той части скопления, которая осталась в нефелине. Здесь присутствуют представители различных типов включений: раскристаллизованные, состоящие из твердой фазы и часто содержащие мельчайший газовый пузырек, масса комбинированных включений, в которых преобладает ксеногенная твердая фаза в виде кристалликов (по-видимому, эгирина), а жидкая и газовая фазы имеют резко подчиненное значение, довольно много включений газовой-жидких, двухфазовых. Среди этих первичных включений встречаются включения метаморфизованные. В них присутствует новообразованное битуминозное вещество, образующее либо точечные выделения, либо хлопьевидные образования, выстилающие стенки микрополостей. Такие же метаморфизованные включения появ-

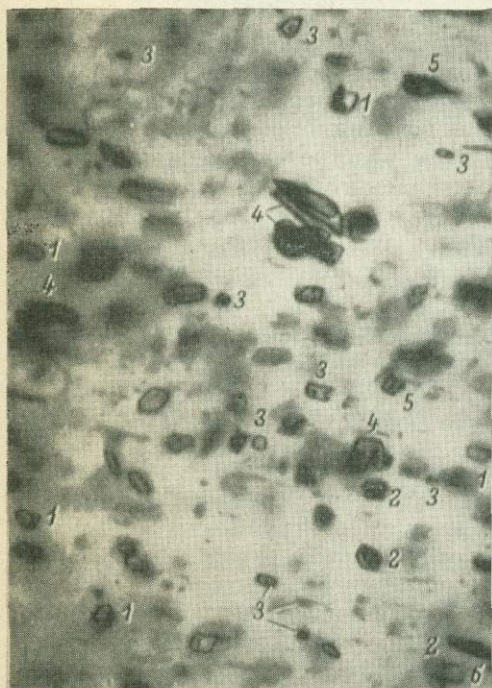


Рис. 4. Кучковидное скопление включений, переходящее из зерна нефелина (1) в замещающий его канкринит (2).

*a* — общий вид, увел. 90; *б* — включения в нефелине; *в* — включения в канкрините: комбинированные (1), раскристаллизованные (2), жидкие (3), пойкилитовые вростки (4), метаморфизованные (5); увел. 500.

ляются и среди первичных включений в зонах роста кристаллов нефелина при частичном замещении их канкринитом.

В случаях интенсивного замещения нефелина канкринитом (шл. 200) включения, сохранившиеся в реликтовых зернах нефелина, претерпевают еще более отчетливый метаморфизм. Конечно, это касается, с одной стороны, включений углеводородов, которые, как это следует из ранее опубликованных данных автора (Закржевская, 1967, 1968), способны в первую очередь претерпевать метаморфизацию, а с другой — включений, содержащих жидкую и газовую фазы, достаточно чутко реагирующие на повторные перегревы. Включения затвердевшие не испытали видимых превращений, вероятно потому, что температуры, существовавшие при данных условиях метаморфизма, не превышали температур образования их.

Включения в канкрините, унаследованные от нефелина. Помимо первичных включений, описанных выше, канкринит содержит включения, унаследованные от нефелина в процессе метасоматического замещения последнего. При переходе из нефелина в канкринит включения заметно изменяют свой первоначальный облик: они теряют жидкую фазу, а газовая фаза сохраняется лишь в случаях консервации ее внутри твердой фазы. Наиболее наглядно это наблюдалось в упомянутом выше шл. 183 (рис. 4, а). На рис. 4, в показаны включения в той части скопления, которая перешла в канкринит. Здесь присутствуют лишь пойкилитовые вроски и те включения, которые либо изначально состояли только из твердых фаз, либо содержали газовый пузырек, герметизированный внутри твердой фазы; от жидких трехфазовых и более сложных включений, а также от включений комбинированных сохранилась лишь твердая фаза. Газовые и газовой-жидкие включения не сохранились вовсе. Поэтому насыщенность включениями в этом участке скопления заметно меньшая, нежели в той части, которая стала в нефелине.

Подобным же образом и в других зернах канкринита среди пойкилитовых вросков (шл. 180 и 187) наблюдались лишь включения затвердевшие, изредка двухфазовые, состоящие из изотропной твердой фазы и герметизированного в ней газового пузырька, но гораздо чаще трехфазовые, газовой-раскристаллизованные, усложненные добавлением анизотропных кристалликов зеленого цвета (эгирин?). Здесь же изредка отмечаются метаморфизованные включения с точечными или кучковидными скоплениями битуминозного вещества. Ни в одном из этих включений не удалось обнаружить жидкую фазу.

Таким образом, включения, унаследованные канкринитом от нефелина, обычно отличаются отсутствием разностей, содержащих жидкие и газовые фазы, за исключением случаев, когда последние законсервированы внутри твердой фазы. Кроме того, эти включения отличаются несколько меньшими размерами. Включения, унаследованные канкринитом от нефелина, могут служить свидетельством того, что обычного вида газовые и газовой-жидкие включения, по-видимому, не могут переходить в новообразованный метасоматическим путем минерал (в нашем конкретном случае — канкринит). В большинстве случаев они не сохраняются.

#### Сопоставление включений в фойюитах с включениями в апатитовых месторождениях Хибин

В ходе проведенных исследований выявлены определенные черты сходства включений в фойюитах с включениями в породах апатитовых месторождений. Так же как в апатитовых месторождениях, главные массы включений минералообразующей среды в фойюитах локализованы в зернах нефелина. Они ничем принципиально не отличаются от включений в породах и рудах апатитовых месторождений. Для них характерны лишь мень-

шие количества и размеры; кроме того, они менее разнообразны. Так же как в породах апатитовых месторождений, здесь бросается в глаза прямая связь между содержанием в зернах нефелина пойкилитовых вростков и насыщенностью этих же образований включениями минералообразующей среды.

Однако обнаружены и отчетливые различия включений в фойюитах и породах апатитовых месторождений.

1. В фойюитах по характеру размещения включений в теле вмещающего их нефелина (в зональных и незональных кристаллах его) встречаются лишь беспорядочно рассеянные включения. В нефелине же пород и руд апатитовых месторождений, помимо того, наблюдались включения, локализованные вдоль направлений спайности, приуроченные к линейно-вытянутым зонам и развившиеся вдоль сети различно ориентированных микротрещин.

2. Изучение включений в нефелине фойюитов обнаружило наличие лишь включений первичных и почти полное отсутствие включений первично-вторичных и вторичных. В нефелине же апатитовых месторождений для беспорядочно рассеянных включений установлен первичный характер образования. Включения, локализованные вдоль линейно-вытянутых зон и направлений спайности, отнесены к первично-вторичным (мнимовторичным), а развивающиеся вдоль неправильных микротрещин — к вторичным включениям.

3. В фойюитах резко преобладают раскристаллизованные и комбинированные включения, в которых преимущественно проявлена твердая фаза. В заметно меньших количествах присутствуют жидкие и практически отсутствуют включения газовые. В породах апатитовых месторождений обратная картина — наиболее распространены включения газовые и жидкие.

4. Среди жидких включений в фойюитах несколько чаще, нежели в породах апатитовых месторождений, отмечаются включения с аномально перемещающимися пузырьками газа, т. е. включения углеводородного состава.

5. Комбинированные включения в фойюитах обнаруживаются в относительно больших количествах, но с точки зрения состава их ксеногенной части (кристаллы-спутники) представлены они беднее. В минералах апатитовых месторождений эти включения представлены разнообразней. Здесь отмечены включения, в которых ксеногенными, помимо кристаллов-спутников, являются также и пузырьки газа.

6. В неизменном нефелине фойюитов не отмечено метаморфизованных включений, последние встречаются лишь в зернах, подвергшихся замещению канкринитом, а также в зернах канкринита. В апатитовых месторождениях метаморфизованные включения встречаются в экзоконтактах более поздних даек, представляя результат теплового воздействия последних на углеводородные включения, изначально содержащиеся во вмещающей интрузивной породе.

7. Пойкилитовые вростки, пожалуй, реже встречаются и развиты в меньших количествах в нефелине фойюитов, нежели в апатитовых месторождениях.

8. В отличие от апатитовых месторождений, в фойюитах встречены зональные зерна нефелина, содержащие всю гамму описанных включений. Последние при этом распространяются вдоль зон роста кристаллических индивидов, тем самым выявляя и подчеркивая их. В зонах роста нефелина наряду с другими включениями, содержащими углеводороды, отмечены включения с нефтью в качестве жидкой фазы.

Сопоставление позволяет сделать два вывода, касающихся общей геологии Хибинского массива:

1. Такие характерные особенности включений в фойяитах, как несколько сниженные количества включений, преобладание включений комбинированных с преимущественно твердой фазой, а также включений раскристаллизованных, резко пониженное содержание газовых и жидких включений и, наконец, почти полное отсутствие включений первично-вторичных и вторичных, могут характеризовать несколько иные условия становления фойяитов, что еще ранее было отмечено Б. М. Куплетским (1936). Эти условия могли выражаться, по-видимому, в том, что летучие составляющие магмы в данном случае локализовались не только в виде газовых и жидких включений, но и вошли в состав некоторых минералов, специфических для фойяитов — лепидомелана, арфведсонита и изредка других.

2. Отсутствие хотя бы частично метаморфизованных включений в свежих, не подвергавшихся вторичным изменениям зернах нефелина можно расценить как свидетельство отсутствия общего термического воздействия на фойяиты какой-либо более поздней интрузии. Эта особенность может служить подтверждением представлений о наиболее позднем формировании фойяитов по сравнению с другими интрузивными комплексами Хибин. Такой вывод имеет значение, поскольку геологи, изучающие Хибинский массив, до сих пор не пришли к единому мнению по вопросу об относительном возрасте фойяитов.

#### ЛИТЕРАТУРА

Григорьев Д. П. К вопросу о различии первичных и вторичных жидких включений в минералах. Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, № 2, 1948.

Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. Тр. Ленингр. геол. управления, вып. 19. Л., Гостеолтехиздат, 1939.

Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Харьков, Изд-во Харьковского. гос. ун-та, 1950.

Ермаков Н. П. Использование включений минералообразующих растворов и расплавов в теории рудообразования, практике поисков и при выращивании минералов. В кн.: Исследование минералообразующих растворов. М., изд-во «Недра», 1966.

Зак С. И. Тектоника Хибинского щелочного массива. В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. М., Гостеолтехиздат, 1963.

Закржевская Н. Г. Исследование газово-жидких включений в породах Хибинских апатито-нефелиновых месторождений. Геология и разведка, № 10, 1963.

Закржевская Н. Г. К вопросу о происхождении газов в породах апатитовых месторождений Хибин. ДАН СССР, т. 154, № 1, 1964.

Закржевская Н. Г., Элинсон М. М. О составе включений в породах Хибинских апатитовых месторождений. В кн.: Исследование минералообразующих растворов. Тр. ВНИИСИМС, т. IX. М., изд-во «Недра», 1966.

Закржевская Н. Г. Включения минералообразующей среды в породах Хибинских апатитовых месторождений. Автореф. канд. дисс. М., 1967.

Закржевская Н. Г. Вторичные изменения включений минералообразующей среды в породах Хибинских апатитовых месторождений. ДАН СССР, т. 178, № 1, 1968.

Закржевская Н. Г. Классификация включений минералообразующей среды в магматических породах Хибинских апатитовых месторождений. В кн.: Рудообразующая среда во включениях минералов. М., изд-во «Наука», 1971.

Коржинский Д. С. Жидкие включения как причина мнимой пелитизации полевых шпатов. ДАН СССР, т. 29, № 2, 1940.

Куплетский Б. М. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Сб. в честь 50-го юбилея акад. В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1936.

Леммлейн Г. Г. Классификация жидких включений в минералах. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 88, вып. 2, 1959.

Лесняк В. Ф. Основы анализа физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1964.

Техническая энциклопедия, т. 14. 2-е изд., М., 1951.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫХ СИЕНИТОВ СЫННЫРСКОГО МАССИВА

Уникальный по петрографическому составу Сыннырский массив щелочных пород является крупнейшим в Северо-Байкальской щелочной провинции и одним из крупнейших в мире (Жидков, 1962, 1965; Андреев, 1965). Это субплатформенная интрузия с концентрически зональным строением. В ее центральной части находится шток пуласкистов, а в периферической — кольцевая интрузия богатых калием щелочных пород. Внешняя часть кольцевой интрузии сложена нефелиновыми сиенитами, а внутренняя — псевдолейцитовыми сиенитами и псевдолейцититами. Местами, преимущественно в эндоконтакте, среди нефелиновых сиенитов встречаются порфирировидные псевдолейцитовые сиениты. Согласно другой точке зрения (Архангельская, 1965), кольцевая интрузия сложена нефелиновыми сиенитами, часть которых подверглась калиевому метасоматозу.

Все исследователи массива считают лейцит в порфирировидных псевдолейцитовых сиенитах краевой части массива магматическим. Различны лишь представления об условиях преобразования лейцита в псевдолейцит. В связи с дискусионностью этого вопроса и важностью выяснения генезиса псевдолейцита для петрологии всего массива нами было проведено тщательное минералогическое изучение порфирировидных псевдолейцитовых сиенитов водораздела рр. Тала и Шаман у горы Высотной.

Химические анализы пород выполнены в лаборатории силикатного анализа Киевского государственного университета аналитиком А. А. Стрыгиной. Определения щелочей проводились методом пламенной фотометрии в лабораториях ИЭБМ и ИГГ СО АН СССР и ИГФМ АН УССР. Калишпат отделялся от фельдшпата путем выщелачивания последнего азотной кислотой. Состав фельдшпата в различных частях псевдолейцита и в основной массе определялся по соотношению щелочей в азотнокислой вытяжке. Содержание калия в минералах псевдолейцита и основной массы породы определено на микроанализаторе типа JXA-5 аналитиком Л. Н. Цоповой (ИГФМ АН УССР).

На водоразделе рр. Тала и Шаман элювиальные выходы псевдолейцитовых сиенитов окружены выходами крупнозернистых нефелиновых сиенитов. Кроме того, последние образуют полосы и пятна с извилистыми контурами среди псевдолейцитовых пород. Для псевдолейцитовых сиенитов характерно переменное содержание псевдолейцита. Вкрапленники размером до 20 мм составляют от 10 до 60% объема породы и находятся в серой мелкозернистой основной массе, сложенной калишпатом, нефелином и пироксеном. Встречаются псевдолейцититы, сложенные псевдолейцитом и небольшим количеством (~ 5%) пироксена. Переход от псевдолейцитовых к нефелиновым сиенитам обычно быстрый. Иногда вблизи контакта с нефелиновыми сиенитами псевдолейцитовые сиениты имеют более темную окраску и больший размер зерен основной массы. Главные разновидности пород этого участка — псевдолейцитовые сиениты, темно-серые псевдолейцитовые сиениты приконтактных частей и нефелиновые сиениты.

Псевдолейцитовый сиенит (обр. с 92 — рис. 1) содержит вкрапленники псевдолейцита размером до 20 мм в серой мелкозернистой основной массе, сложенной калишпатом и нефелином с небольшим количеством темноцветных и рудных минералов. Вкрапленники псевдолейцита, имеющие форму сплюснутых тетрагонтриоктаэдров или их об-

ломков, сложены изометричными или удлинёнными зёрнами ортоклаза (0.5 мм), весьма бедного альбитовым компонентом (табл. 1), в которых находятся многочисленные червеобразные симплектитовые вроски кальсилита с поперечником в 5 мкм. Кальсилит имеет довольно постоянный состав с натровостью ( $n = \frac{Na}{Na + K} \cdot 100$ ) около 4 (рис. 2). Нефелин в центральной

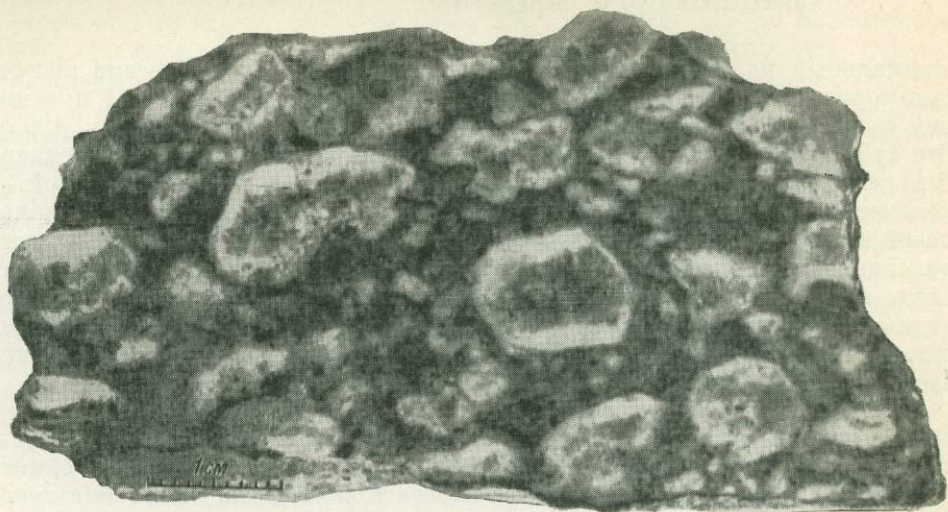


Рис. 1. Порфировидный псевдолейцитовый сиенит (обр. с 92).

части вкрапленника отсутствует (рис. 3). По периферии псевдолейцитовых вкрапленников располагается белая каемка толщиной от 1 до 3 мм, которая отличается от светло-серой центральной части тем, что фельдшпатовые вроски имеют большую величину (10 мкм в поперечнике) и сложены нефелином. Отношение  $\frac{Na}{Na + K} \cdot 100$  в азотнокислых вытяжках каемки достигает 70. Видимо, в пробы, анализ которых показал меньшую натровость фельдшпатидов, попал материал из центральной части псевдолейцита. Характерно, что каемка значительно шире в направлении сплюснутости псевдолейцитового вкрапленника. В псевдолейцит включены мелкие кристаллы пироксена и чешуйки биотита.

Основная масса породы аллотриоморфной структуры сложена зёрнами калишпата и нефелина (0.2—0.4 мм), короткостолбчатыми кристаллами

Таблица 1

Химическая характеристика калишпатов и калишпатовой части основной массы

Компонент	Образцы порфировидных псевдолейцитовых сиенитов				Образцы нефелиновых сиенитов		
	с92		с70		с77	с91	с93
	1	2	3	4	5	6	7
Na <sub>2</sub> O	0.40	3.50	0.34	3.25	1.32	0.55	0.75
K <sub>2</sub> O	15.03	13.25	15.08	13.65	13.14	14.88	14.00
n	4	27	3	28	13	5	8

Примечание. 1 — калишпат псевдолейцита; 2 и 4 — калишпатовая часть основной массы, в пробе 2 на квантовом фотометре (ИГТ СО АН СССР) определено SiO<sub>2</sub> (57%) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (22%); 3 — калишпат основной массы; 5 — 7 — калишпаты.

клинопироксена (до  $0.4 \times 1.5$  мм). Присутствуют рудные минералы: ильменит, магнетит, пирротин, халькопирит. Калишпат, как и в псевдолейците, представлен ортоклазом, бедным альбитовым компонентом. Отношение  $\frac{Na}{Na+K} \cdot 100$  в нефелине равно 68. Учитывая возможную погрешность анализа, состав нефелина основной массы и псевдолейцитовой каймы можно

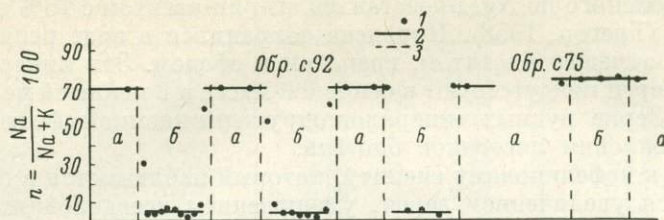


Рис. 2. Значения  $n$  в фельдшпате основной массы (а) и в различных частях псевдолейцитовых вкрапленников (б) псевдолейцитовых сиенитов по данным фотометрического анализа азотнокислых вытяжек.

1 — результат химического анализа; 2 — предполагаемый состав фельдшпата; 3 — граница псевдолейцита и основной массы.

считать одинаковым. Клинопироксен ( $Ng' = 1.736$ ,  $Np' = 1.704$ ) светло-зеленый, почти без плеохроизма, представленный эгирин-авгитом с 17% эгиринового компонента (Треггер, 1958), частично замещен биотитом и гранатом вплоть до образования псевдоморфоз. Иногда эти вторичные минералы располагаются зонально: к периферии пироксена приурочено мно-

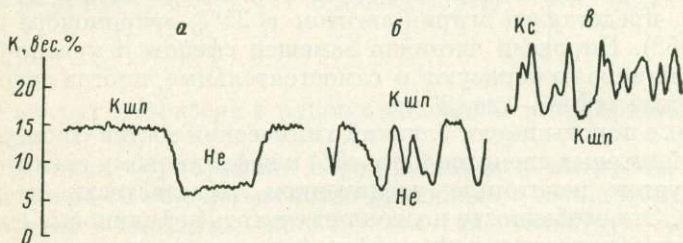


Рис. 3. Содержание калия в минералах основной массы (а), псевдолейцитовой каймы (б) и центральных частей псевдолейцита (в) псевдолейцитового сиенита (обр. с 92), по данным микрорентгеноспектрального анализа.

Кшп — калиевый полевой шпат, He — нефелин, Кс — кальсилит.

жество зерен граната, а сам кристалл окружен калишпатовой каймой и скоплениями листочков биотита. Вокруг рудных минералов отмечаются каемки сфена либо скопления его зерен.

Псевдолейцитовый сиенит из приконтактовой части (обр. с 75) содержит светлые, однородно окрашенные псевдолейцитовые вкрапленники (до 15—20 мм) в темно-серой среднезернистой основной массе. Псевдолейцит сложен агрегатом изометричных зубчато сочленяющихся зерен калишпата ( $\sim 1$  мм), в которых находятся многочисленные червеобразные вроски нефелина ( $\sim 10$  мкм в поперечнике). Изредка в калишпате встречаются изометричные нефелиновые зерна. Натровость нефелина в различных частях псевдолейцита постоянна ( $n = 74$  — рис. 2). В псевдолейцит включены чешуйки биотита, мелкие зерна граната, сфена и рудного минерала.

Основная масса породы аллотриоморфной структуры сложена калишпатом и нефелином (от 0.2 до 1.5 мм), клинопироксеном и биотито-гранатовыми псевдоморфозами по нему. Присутствуют магнетит, ильменит, пирротин, халькопирит. Нефелин того же состава, что и в псевдолейците, содержит большое количество мельчайших включений. Клинопироксен ( $Ng' = 1.741$ ,  $Np' = 1.707$ ), слабо плеохроирующий от зеленого по  $Np$  до желтовато-зеленого по  $Ng$ , представлен эгирин-авгитом с 18% эгиринового компонента (Трегер, 1958). Пироксен сохранился в виде реликтов, большей частью замещен биотитом, гранатом и сфеном. Эти минералы в виде отдельных зерен присутствуют в основной массе и в меньшей мере — в псевдолейците. Зерна рудных минералов окружены каемкой сфена, к ним приурочены скопления листочков биотита.

Переход к нефелиновому сиениту, который наблюдается в обр. с75, сопровождается увеличением зерен, уменьшением псевдолейцитовых выделений и содержания рудных минералов, появлением крупных кристаллов сфена.

Нефелиновый сиенит (обр. с77) крупнозернистой структуры, сложен темно-серым полупрозрачным калишпатом, зеленым нефелином, сфеном, клинопироксеном и псевдоморфозами по нему, преимущественно биотитового состава. Рудные минералы: магнетит, ильменит, пирротин, халькопирит. Калишпат имеет волнистое или пятнистое угасание, а местами — микроклиновую решетку. Нефелин содержит тончайшие иголки эгирина, которые и придают ему зеленый цвет. В кристаллах калишпата встречаются участки с червеобразными нефелиновыми вростками ( $\sim 10$  мкм в поперечнике), подобные псевдолейцитовым, и более крупные удлиненные или изометричные пойкилитовые вростки нефелина. Характерно, что этот нефелин не содержит включений. Клинопироксен ( $Ng' = 1.764$ ,  $Np' = 1.735$ ) плеохроирует от желтого по  $Ng$  до густо-зеленого по  $Np$ , представлен эгирин-авгитом с 35% эгиринового компонента (Трегер, 1958). Пироксен частично замещен сфеном и красно-бурым биотитом. Эти минералы образуют и самостоятельные, иногда довольно крупные кристаллы (сфен — до 5 мм).

Изученные породы имеют близкий химический состав (табл. 2). Переход от псевдолейцитовых сиенитов (обр. с75) к нефелиновому сиениту (обр. с77) характеризуется некоторым увеличением железистости и натровости (табл. 2 и 3). Эти особенности позволяют считать нефелиновые сиениты продуктами кристаллизационной дифференциации магмы, из которой возникли и псевдолейцитовые сиениты. Другим отличием этих пород является более высокая степень окисления  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$  псевдолейцитовых сиенитов (0.73 и 0.45) по сравнению с их приконтактной разностью и нефелиновым сиенитом (0.29).

Порфирировидные псевдолейцитовые сиениты возникли при быстром остывании (закалке) магмы, содержавшей крупные выделения лейцита (Лц) и мелкие кристаллы пироксена и магнетита, часть которых оказалась захваченной лейцитом. При этом расплав (L) раскристаллизовался в виде мелкозернистого агрегата калишпата (Кшп), нефелина (Не), эгирин-авгита и рудных минералов. Образование крупнозернистых нефелиновых сиенитов происходило при медленном охлаждении магмы. Почти полное отсутствие псевдолейцита в этих породах объясняется растворением лейцита при перитектической реакции с расплавом  $Лц + L = Кшп + Не$  (Курепин, 1969). По окончании кристаллизации порода была сложена калишпатом, нефелином, эгирин-авгитом и остатками лейцита. Появление в приконтактных частях темно-серых псевдолейцитовых сиенитов можно объяснить более медленным, чем при образовании закаленных разностей, остыванием магмы. Постмагматическими минералами пород являются биотит, гранат и сфен, которые слагают псевдоморфозы по пирок-

Таблица 2

Химический состав псевдолейцитовых и нефелиновых  
сиенитов горы Высотной  
(Аналитик А. А. Стрыгина, КГУ)

Компонент	Образцы псевдолейцитовых сиенитов			Обр. с77 нефелиновых сиенитов
	с70	с92	с75	
SiO <sub>2</sub>	54.71	54.44	53.87	53.64
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.36	0.49	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.23	20.77	20.41	20.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.88	1.54	1.13	1.32
FeO	0.62	1.66	2.51	2.87
MnO	0.03	0.06	0.07	0.06
MgO	0.54	0.69	0.78	0.73
CaO	1.36	1.43	1.30	0.75
Na <sub>2</sub> O	3.47	3.81	4.14	5.02
K <sub>2</sub> O	15.06	14.40	13.32	12.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.22	0.24	0.21
П. п. п.	0.69	0.53	1.44	0.87
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.25	0.14	0.30	0.45
Сумма	100.52	100.05	100.00	99.46
$\frac{Na}{Na + K} \cdot 100$	25.9	28.5	32.2	35.9
$\frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100$	70.6	71.2	71.8	75.6
$\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}} \cdot 100$	0.73	0.45	0.29	0.29

сену, каемки вокруг пироксена и рудных минералов или образуют скопления вокруг них.

Обсудим условия образования пород кольцевой интрузии. По мнению Г. В. Андреева (1965), парагенезис периклаза с кальцитом и доломитом в мраморных ксенолитах эндоконтакта свидетельствует о температуре 850° С и давлении 1250 атм. Однако наличие этого парагенезиса не дает полной информации о *P-T*-условиях, а позволяет определить лишь температуру или давление, если известен другой параметр. По мнению Е. Д. Осокина (1967), давление при образовании сыннырских пород можно определить по максимальному давлению, при котором их составы находятся в пределах поля лейцита на диаграмме плавкости системы NaAlSiO<sub>4</sub>—KAlSiO<sub>4</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O. Но таким путем определяется лишь верхний предел *P*<sub>H<sub>2</sub>O</sub>, при котором лейцит мог быть первым минералом, выделившимся из расплава.

Составы порфировидных псевдолейцитовых сиенитов (рис. 4) попадают в поле лейцита при *P* = 1 атм. (Schairer, 1950), *P*<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 1 кбар (Fudali, 1963) и *P*<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 2.5 кбар<sup>1</sup> и находятся вне пределов поля лейцита при *P*<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 5 кбар.<sup>1</sup> Интерполируя имеющиеся данные, можно найти, что максимальное давление *P*<sub>H<sub>2</sub>O</sub>, при котором лейцит мог быть первым магматогенным минералом, составляет 3—3.5 кбар. Следовательно, давление *P*<sub>H<sub>2</sub>O</sub> при кристаллизации сыннырской магмы не превышало этой величины, но могло быть

<sup>1</sup> Положение поля лейцита при *P*<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 2.5 и 5 кбар намечено по экспериментально определенным условиям равновесия *L* + Лц + Кши (Goranson, 1938; Lambert et al., 1969).

гораздо меньше. Для получения более точной информации необходимо привлечь данные о составе остаточного расплава и выделившихся минералах.

В псевдолейцитовых сиенитах (обр. с70 и с92) псевдолейцит занимает около половины объема породы, а его центральная часть имеет натровость около 4, что характеризует состав лейцита, выделившегося из магмы, или (при перераспределении щелочей между минералами в постмагматическую стадию) состав лейцита в равновесии Лц+Кшп+Не. В этом случае магматогенный лейцит мог иметь иной состав. Однако он был беден натрием, так как среди псевдолейцититов кольцевой интрузии, которые

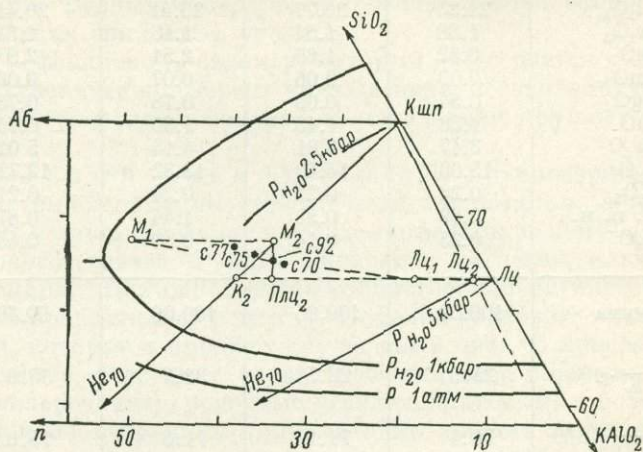


Рис. 4. Часть диаграммы  $\text{NaAlO}_2\text{—KAlO}_2\text{—SiO}_2$ .

Указаны границы поля лейцита при различном давлении  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , фигуративные точки изученных пород Сынтырского массива, коннды, соединяющие составы минералов в этих породах, предполагаемые составы вкрапленников Лц<sub>1</sub> и основной массы М<sub>1</sub> лейцитового сиенита, составы этих частей породы после постмагматических процессов (Плц<sub>2</sub> и М<sub>2</sub>) и состав нефелино-калишпатовой каемки вкрапленников (К<sub>2</sub>). Цифры у символа нефелина (Не) обозначают его натровость.

являются продуктами аккумуляции лейцитовых кристаллов, отсутствуют богатые натрием разновидности. По-видимому, наиболее богатые натрием лейциты имеют  $n=10$  (Курепин, 1969). При таком составе магматогенного лейцита (Лц<sub>1</sub>) в породах горы Высотной остаточный расплав, кристаллизация которого дала нефелино-калишпатовую основную массу, имел состав М<sub>1</sub> (рис. 4). Так как калишпатовые вкрапленники отсутствуют, расплав не дошел до состава, равновесного с лейцитом и калишпатом, что возможно при давлениях  $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 1$  кбар и менее.

Анализ фазовых равновесий в системе  $\text{NaAlSiO}_4\text{—KAlSiO}_4\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$  (Курепин, 1967) позволяет предсказать увеличение поля лейцита на диаграмме плавкости при уменьшении  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  и постоянном общем давлении, а также уменьшение поля лейцита при увеличении общего давления и постоянном  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Поэтому поле лейцита может остаться примерно в тех же границах, если уменьшение  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  будет сопровождаться увеличением общего давления. Близость состава остаточного расплава к границе поля лейцита при  $P_{\text{H}_2\text{O}}=1$  кбар говорит о том, что при внедрении лейцитосодержащей магмы величина  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  составляла 1 кбар или менее, но общее давление могло превышать эту величину.

В системе  $\text{NaAlSiO}_4\text{—KAlSiO}_4\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$  температура равновесия Л+Лц+Кшп+Не, при которой завершается кристаллизация лейцитокалишпато-нефелинового парагенезиса, составляет  $790^\circ$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}}=1$  кбар (Fudali, 1963) и  $1042^\circ$  при  $P=1$  атм. (Schairer, 1950). Так как при образо-

вании псевдолейцитовых сиенитов, состав которых близок к указанной системе, давление  $P_{H_2O}$  было меньше 1 кбар, то температура выделения нефелина и окончания кристаллизации магмы находилась в этом интервале. Об этом свидетельствуют и температуры гомогенизации газовой-жидких включений в нефелине и калишпате этих пород, превышающие  $840^\circ$  (Панина, Лысаков, 1968), которые независимо от вышеприведенной оценки давления указывают на  $P_{H_2O}$ , меньшее 1 кбар.

Образование бедного натрием кальсилито-калишпатового псевдолейцита могло произойти лишь в постмагматическую стадию, так как при давлениях в первые килобары распад чисто калиевого лейцита на калишпат и кальсилит происходит при низких температурах: ниже  $500-600^\circ$ , по данным К. М. Скарфа и соавторов (Scarfe et al., 1966), и ниже  $300-400^\circ$ , по данным И. Секи и Дж. Кеннеди (Seki, Kennedy, 1964). Температура образования нефелино-калишпатового псевдолейцита могла быть значительно выше.

Возникновение нефелино-калишпатовых каемок с наружной части псевдолейцита можно объяснить замещением лейцита при его реакции с магматическим расплавом (Bowen, Ellestad, 1937) или постмагматическими реакциями между лейцитом (или кальсилито-калишпатовым псевдолейцитом) и другими частями породы или постмагматическими растворами. Изученные псевдолейцитовые сиениты несколько разгнейсованы, отчетливо вкрапленники псевдолейцита имеют сплюснутый вид. Если бы нефелино-калишпатовая кайма образовалась при реакции лейцита с расплавом, то последующая деформация лейцита сделала бы каемку более мощной на тех сторонах вкрапленников, которые примерно параллельны направлению сжатия. В породе, наоборот, кайма утолщена на сплюснутых сторонах вкрапленников (рис. 1), что говорит в пользу постмагматического образования каемки во время или после деформации породы. Более мелкую величину вростков в кальсилито-калишпатовом псевдолейците по сравнению с нефелиновыми вростками каемки можно объяснить более низкой температурой распада лейцита на калишпат и кальсилит.

После закалки магмы и образования лейцитового сиенита происходило его медленное охлаждение в условиях соседства с большим объемом кристаллизующейся магмы, что вело к установлению равновесия между минералами породы. Понижение температуры смещало равновесие  $Лц + Кшп + Не$  в сторону более бедных натрием лейцита и калишпата, что вело к замещению части лейцита калишпатом и нефелином (Курешин, 1969). В последнем равновесии  $Лц + Кшп + Не$  бедный натрием калишпат ( $n=4$ ) находился в равновесии с нефелином ( $n=70$ ) и лейцитом ( $n \approx 4$ ). Обмен щелочами между минералами породы обогатил калием основную массу ( $M_1 \rightarrow M_2$ ) и натрием объем первоначального лейцита, на месте которого образовались обедненный натрием лейцит  $Лц_2$  и нефелино-калишпатовая кайма  $К_2$ . При более низкой температуре лейцит  $Лц_2$  превратился в кальсилито-калишпатовый агрегат. Если равновесие поддерживалось в объеме всей породы, то образование агрегата сопровождалось реакцией  $Лц + Не \rightarrow Кшп + Кс$ . Если же при низкой температуре обмена щелочами между минералами не было, то кальсилито-калишпатовый псевдолейцит образовался при распаде лейцита. В более богатых натрием нефелиновом сиените и псевдолейцитовом сиените приконтактной части смещение равновесия между минералами при охлаждении привело к полному замещению лейцита калишпатом и нефелином.

Процесс превращения лейцита в псевдолейцит начался сразу после окончания кристаллизации магмы и продолжался в постмагматическую стадию; причем, чем богаче была порода натрием, тем выше температура окончания этого процесса. Отметим, что высокая температура гомогенизации газовой-жидких включений в нефелине из псевдолейцита порфириовид-

ных псевдолейцитовых сиенитов — выше  $910^{\circ}$ , по данным Л. И. Паниной и В. С. Лысакова (1968), — не противоречит постмагматическому генезису псевдолейцита, поскольку температура окончания кристаллизации магмы могла быть довольно высокой.

Петрографический состав и особенности пространственного расположения пород кольцевой интрузии хорошо объясняются кристаллизационной дифференциацией лейцитсодержащей магмы (Жидков, 1965), поэтому нет необходимости предполагать магматическую дифференциацию в предкристаллизационный период (Зак и др., 1969). После внедрения магмы кольцевой интрузии произошло перераспределение выделений лейцита, образование его мономинеральных скоплений и обогащение ими более высоких горизонтов магматической камеры, что свойственно для лейцитсодержащих магм (Левинсон-Лессинг, 1949; Sahama, 1960). По мнению Т. Г. Сахамы (Sahama, 1960), подобная дифференциация связана не только с всплыванием более легкого лейцита, но и с действием турбулентных потоков в магме, которые способствовали образованию крупных лейцитовых агрегатов. Местные скопления лейцита обусловили переслаивание псевдолейцититов и нефелиновых сиенитов, а также резкие или постепенные переходы между ними. При охлаждении магмы до температуры равновесия  $Lc + L = Ksp + He$  происходило полное или частичное растворение лейцита при реакции его с расплавом. Превращение оставшегося лейцита в псевдолейцит, в том числе в богатый натрием нефелино-калишпатовый псевдолейцит, происходило в постмагматическую стадию в результате смещения равновесия между минералами при охлаждении.

#### ЛИТЕРАТУРА

А н д р е е в Г. В. Петрология Сыннырского щелочного плутона. Бурятское книжн. изд-во, Улан-Удэ, 1965.

А р х а н г е л ь с к а я В. В. О генезисе псевдолейцитов Сыннырского массива щелочных пород. ДАН СССР, т. 164, № 3, 1965.

Ж и д к о в А. Я. Сложная Сыннырская интрузия сиенитов Северо-Байкальской щелочной провинции. Геол. и геофиз., № 9, 1962.

Ж и д к о в А. Я. Щелочные интрузии Сынныр и Бурпала Северного Прибайкалья. Автореф. канд. дисс. Л., 1965.

З а к С. И., Д у д к и н О. Б., Г о р с т к а В. Н., С к у ф ь и н П. К. О генезисе щелочных пород Сыннырского массива. В кн.: Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива. М., изд-во «Наука», 1969.

К у р е п и н В. А. Парагенетический анализ части системы  $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$ . ДАН СССР, т. 173, № 3, 1967.

К у р е п и н В. А. О происхождении псевдолейцита. В кн.: Конституция и свойства минералов, вып. 3. Киев, изд-во «Наукова думка», 1969.

Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии. Избр. тр., т. 1, Изд-во АН СССР, 1949.

О с о к и н Е. Д. Псевдолейцитовые породы Сыннырского массива. Пятая научн. конф. молодых сотр. ИМГРЭ, 1967.

П а н и н а Л. И., Л ы с а к о в В. С. О генетической природе псевдолейцитоподобных пород Сынныра. Геол. и геофиз., № 4, 1968.

Т р е г е р В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.

B o w e n N. L., E l l e s t a d R. B. Leucite and pseudoleucite. Amer. Miner., v. 22, № 5, 1937.

G o r a n s o n R. W. Silicate-water system. Phase equilibria in the  $NaAlSi_3O_8 - H_2O$  and  $KAlSi_3O_8 - H_2O$  systems at high temperatures and pressures. Amer. J. Sci., v. 35, 1938.

F u d a l i R. Experimental studies bearing on the origine of pseudoleucite and associated problems of alkalic rock systems. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 74, № 9, 1963.

L a m b e r t I. B., R o b e r t s o n J. K., W i l l i e P. J. Melting reactions in the systems  $KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$  to 18.5 kilobars. Amer. J. Sci. v. 267, № 5, 1969.

S a h a m a Th. G. Kalsilite in the lavas of Mt. Nyiragongo (Belgian Congo). J. Petrol., v. 1, № 2, 1960.

S c a r i e C. M., L u t h W. C., T u t t l e O. F. An experimental study bearing on the absence of leucite in plutonic rocks. Amer. Miner., v. 51, № 5—6, 1966.

S c h a i r e r J. F. The system  $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2$ . J. Geol., v. 58, 1950.

S e k i Y., K e n n e d y G. C. An experimental study on the leucite-pseudoleucite problem. Amer. Miner., v. 49, № 9—10, 1964.

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАЛЕДОНСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Изучение акцессорных минералов, проведенное в последние два десятилетия (Рабинович, 1955; Туровский, 1960; Гогель, 1966; Ляхович, 1967, 1968), позволяет сейчас говорить о том, что видовой и количественный состав акцессорных минералов, их морфологические и другие особенности имеют существенное значение в решении вопросов расчленения и корреляции интрузивных комплексов, уточнения условий становления интрузивов, выяснения их металлогенической специализации и т. д. Накопление такого материала и обсуждение некоторых других, недостаточно разработанных вопросов, например установление эволюции состава, морфологии и свойств акцессорных минералов в гранитоидах разных формаций, представляет интерес как в научном, так и в прикладном отношении.

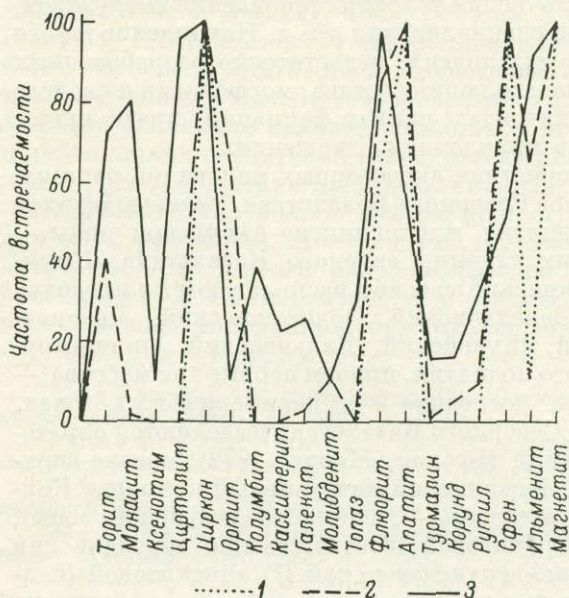
В статье приводится характеристика акцессорных минералов ряда каледонских гранитоидных массивов Северного Казахстана, размещающихся в пределах Кокчетавского поднятия и Степнякско-Аксуейской зоны — двух крупнейших тектонических единиц Северного Казахстана. Крыккудукский, Буландинский и Макинский массивы располагаются в пределах Степнякско-Аксуейской зоны; Зерендинский, Золотоношский, Лобановский, Беркутинский, Боровской, Жукейский, Дальненский, Орлиногорский — в пределах Кокчетавского поднятия, причем первые три массива — в центральной части поднятия, последние — в периферических зонах. Среди каледонских гранитоидов Северного Казахстана выделяются образования трех интрузивных формаций (Бескин, Марин; 1972): средне-верхнеордовикской гранодиоритовой (боксинский интрузивный комплекс Кокчетавского поднятия и крыккудукский — Степнякско-Аксуейской зоны), нижнедевонской (?) нормальнотранзитовой (соответственно зерендинский и боровской комплексы) и средне-верхнедевонской (?) аляскитовой (балкашинский, орлиногорский, аралаульский комплексы) — достаточно детально охарактеризованных автором ранее (Марин, 1966, 1967; Марин и др., 1967; Марин, Эфрос, 1968).

Акцессорные минералы каледонских гранитоидов Северного Казахстана с той или иной степенью детальности изучались В. И. Бартошевским и др. (1963), В. И. Серых и Т. Ф. Лариной (1969), А. М. Подольским (1964), А. А. Корыткиным (1965), О. П. Елисеевой (1969), А. В. Красильниковой и Ф. А. Летниковым (1969а, 1969б). Количественные оценки содержаний акцессорных минералов приведены в работах А. В. Красильниковой и Ф. А. Летникова, О. П. Елисеевой, а также проводились Р. В. Пугаловой, И. Е. Сморгачевым и Н. Н. Батыревой. Нами было отобрано и обработано (в обработке принимала участие минералог Н. П. Самойлова) по стандартной методике (Ляхович, 1966) 80 десятикилограммовых проб из различных гранитоидов Зерендинского, Боровского, Жукейского, Беркутинского, Макинского, Буландинского и Лобановского массивов. Полученные данные, а также любезно переданные нам Н. Н. Батыревой сведения о средних содержаниях акцессорных минералов в 230 пробах (часть из них была отобрана нами) послужили основой для написания статьи.

К настоящему времени в гранитоидах рассматриваемого региона обнаружено около 40, а в постмагматически измененных разностях аляскитовой формации до 70 (Красильникова, Летников, 1969а) акцессорных минералов. Главными из них являются магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон и флюорит. Реже встречаются монацит, циртолит, ортит, торит, касситерит, колумбит, галенит, пирит, халькопирит, гематит, лейкоксен, рутил,

турмалин, топаз, корунд, гранат. Очень редки ксенотим, эвксенит, эцинит, фергюсонит, браннерит, циркелит, поликраз, флюоцерит, анатаз, молибденит, сфалерит и некоторые другие. Данные о частоте встречаемости некоторых акцессорных минералов приведены на рис. 1, а средние содержания наиболее обычных акцессорных минералов в гранитоидах разных массивов — в табл. 1.

Как показывают наши исследования и данные О. П. Елисеевой (1969), А. В. Красильниковой и Ф. А. Летникова (1969а), образование многих акцессорных минералов происходит в течение всего периода кристаллизации пород, однако большая часть их образуется в позднемагматическую (совместно с биотитом) и послемагматическую стадии. Так, например, такие ми-



нералы, как галенит, гематит, пирит, сфалерит, топаз, образуются исключительно в постмагматическую стадию и встречаются только в той или иной степени измененных гранитоидах.

Данные, представленные табл. 1, показывают, что гранитоиды разных массивов, относящиеся к одной формации, характеризуются одинаковым видовым и достаточно близким количественным составом акцессорных ми-

Рис. 1. Частота встречаемости (в %) акцессорных минералов в гранитоидах гранодиоритовой (1), гранитовой (2) и аляскитовой (3) формаций Северного Казахстана.

нералов. Для некоторых массивов одной формации количественные отклонения по отдельным минералам (сфен, магнетит, циркон, флюорит, колумбит и др.) могут быть весьма значительными. Это, видимо, свидетельствует, с одной стороны, об известной специализированности массивов, как например описанных Ю. Б. Мариным и др. (1967) интрузивов аляскитовой формации — пегматитоносных (Зерендинский массив) и грейзеноносных, обогащенных минералами редких элементов (Орлиногорский, Золотоношский массивы), относимых А. В. Красильниковой и Ф. А. Летниковым (1969а) к производным разных комплексов; с другой — о влиянии процессов гибридизации и постмагматических изменений, с разной степенью интенсивности проявленных в разных массивах одних и тех же формаций.

Общее весовое содержание акцессорных минералов в гранитоидах разных формаций различно и характеризуется следующими величинами (г/т): гранодиоритовая — 10 000—11 000, гранитовая — 5000—5200, аляскитовая — 1300—1600 (до 2500, главным образом за счет магнетита), т. е. существенно понижается в направлении к более кислой молодой интрузивной формации (табл. 1). Характер этой направленности и порядок изменений содержаний акцессорных минералов в целом довольно хорошо согласуется с подобной тенденцией, намеченной В. В. Ляховичем (1967, 1968) для гранитоидов других районов Союза. Видовой состав акцессорных минералов изменяется прямо противоположно. Так, в породах гранодиоритовой формации обычно стабильно присутствует не более 5 минералов

Средние содержания (в г/т) аксессуарных минералов в гранитоидных формациях Северного Казахстана

Массив	Число проб	Торит	Монацит	Цирколит	Циркон	Ортит	Касситерит	Галенит	Колумбит	Топаз	Флюорит	Апатит	Сфен	Ильменит	Магнетит	
Гранодиоритовая формация																
Зерендинский . . . . .	15	—	—	—	66	—	—	—	—	—	1.4	105	950	—	9000	
Савинский . . . . .	2	—	—	—	26	—	—	—	—	—	1.0	90	680	—	10000	
Крыккудукский . . . . .	8	—	—	—	40	—	—	—	—	—	0.9	90	1000	—	9000	
Буландинский . . . . .	5	—	—	—	60	1.5	—	—	—	—	1.0	78	640	—	8600	
Среднее . . . . .	30	—	—	—	55	—	—	—	—	—	1.1	95	890	—	9000	
Гранитовая формация																
Боровской . . . . .	25	0.2	—	—	133	2	—	—	—	—	41	20	820	4	3900	
Зерендинский . . . . .	50	1.5	—	—	106	0.3	—	—	—	—	1	36	960	28	5100	
Буландинский . . . . .	10	1.0	—	—	84	0.5	—	—	—	—	2.5	27	900	17	4200	
Лобановский . . . . .	24	0.5	—	—	82	1.0	—	—	—	—	23	20	500	98	2200	
Беркутинский . . . . .	6	2.0	—	—	60	—	—	—	—	—	1	120	800	3	4800	
Жукеевский . . . . .	5	—	—	—	80	1.0	—	—	—	—	1.5	24	780	16	5200	
Среднее . . . . .	120	0.9	—	—	96	1.0	—	—	—	—	14	33	810	28	4300	
Аляскитовая формация																
Макинский . . . . .	30	2.5	14	8	39	0.3	0.3	0.1	0.1	—	28	2	4	80	1100	
Жукеевский . . . . .	5	1.0	4.0	19	42	0.5	—	0.1	0.1	—	24	6	20	50	1500	
Зерендинский . . . . .	73	9	5.5	34	56	0.3	0.1	0.1	0.6	—	130	4	24	340	2350	
Золотоношский . . . . .	8	0.5	10	12	25	—	0.2	—	2	3	290	—	—	3	160	
Дальненский . . . . .	14	1.0	1.5	21	15	0.2	0.6	0.5	0.6	0.3	68	—	0.4	3	850	
Орлиногорский . . . . .	30	4.5	4	56	24	0.1	6	0.2	12	260	130	0.6	0.4	35	700	
Среднее . . . . .	160	3.4	6.0	28	40	0.3	0.2	0.1	0.6	1.5	120	1.5	4.0	85	1350	

Примечание. Средние содержания аксессуарных минералов для гранитоидов разных формаций выведены с учетом площадей массивов.

(магнетит, сфен, апатит, циркон, флюорит), гранитовой — не более 8 (к названным выше добавляются ортит, ильменит и торит), аляскитовой — не менее 13—14 (магнетит, ильменит, флюорит, циркон, циртолит, монацит, торит или ураноторит, ортит, апатит, касситерит, колумбит, топаз и др.).

Более или менее значительные содержания (5 г/т и выше) отмечены для следующих минералов: в гранодиоритовой формации — для магнетита, сфена, апатита и циркона; в гранитовой — для магнетита, сфена, циркона, ильменита, апатита и флюорита; в аляскитовой — для магнетита, ильменита, флюорита, циркона, циртолита, монацита. В лейкократовых и аляскитовых гранитах Зерендинского массива установлены достаточно высокие содержания (г/т) торита (~9) и сфена (~24), Орлиногорского массива — касситерита (~6), колумбита (12) и топаза (260), Золотоношского — турмалина (50), Жукейского — апатита (6) и сфена (~20). К числу постоянно встречающихся или «проходящих» минералов относятся магнетит, циркон, апатит и флюорит. Содержание апатита, сфена и магнетита при этом закономерно понижается от более древней и более основной формации к более молодой, содержание флюорита возрастает. Поведение циркона более сложно: при переходе от гранодиоритовой к гранитовой формации его содержание существенно увеличивается, а в аляскитовой формации снова довольно резко падает, причем наряду с цирконом появляется циртолит, который обычно преобладает.

К наиболее обычной ассоциации акцессорных минералов могут быть отнесены: в гранодиоритовой формации — циркон < апатит << сфен; в гранитовой — ортит < апатит < циркон << сфен; в аляскитовой — торит < монацит < циртолит < ильменит < флюорит.

В целом, учитывая известные еще со времен В. И. Вернадского представления о возможности разделения гранитоидов на две большие группы — сфеновые (ортит-сфен-апатитовые) и ильменитовые (монацит-ильменит-флюоритовые), можно отметить принадлежность пород гранодиоритовой и гранитовой формации к первой группе, а аляскитовой — ко второй.

Наиболее существенные изменения содержаний акцессорных минералов в гранитоидах определенной формации каждого массива связаны с явлениями гибридизма и постмагматических изменений. В гибридных разностях по сравнению с породами главных (негибридизированных) фаций заметно (иногда в 1.5—2 раза) возрастает содержание магнетита, сфена, апатита, что вполне согласуется с общим изменением химизма пород — увеличением в них количества железа, кальция, титана. Породы, относящиеся к разным фазам в пределах интрузивного комплекса, обнаруживают обычно значительное сходство, ибо производные дополнительных и жильной фаз практически полностью наследуют видовой состав акцессорных минералов главной фазы. В количественном отношении от пород главной фазы к жильным (особенно в аляскитовой формации) намечается определенное уменьшение содержаний магнетита и сфена; увеличение некоторых редкометаллических и редкоземельных минералов (монацита, ксенотима, фергусонита и др.). Весьма существенно изменяют видовой состав и содержание акцессорных минералов в гранитоидах постмагматические растворы различного химизма и температуры, приводящие к довольно интенсивному развитию в рассматриваемых породах явлений микроклинизации, альбитизации и грейзенизации. Наиболее «коварны» изменения видového и количественного состава акцессорных минералов пород гранитовой формации в связи с микроклинизацией. Они выражаются в резком уменьшении количества сфена, апатита, нередко магнетита, в увеличении ильменита, появлении монацита и циртолита, т. е. приближении к составу ассоциации акцессорных минералов лейкократовых и аляскитовых гранитов. В альбитизированных гранитах происходит существенное уменьшение количества магнетита,

сфена, ильменита, ортита; увеличивается (или появляются) содержание циртолита (и малакона), флюорита, колумбита, фергюсонита, торита, ксенотима. Так, например, содержание циркона в альбитизированных лейкократовых гранитах Зерендинского массива возрастает до 150—200 г/т, т. е. в 2—2.5 раза. А. В. Красильникова (1966) на основании очень большого фактического материала по распределению циркона в неизмененных и альбитизированных гранитах ряда массивов Кокчетавской глыбы дает еще большие значения — увеличение до 500—1000 г/т, т. е. более чем в 10—15 раз по сравнению с неизмененными разностями. Необходимо отметить, что столь значительное увеличение содержаний некоторых редкометаллических и редкоземельных минералов, видимо, лишь частично связано с привнесением Zr, Nb, Ta, TR, U постмагматическими существенно натриевыми растворами. Довольно большое количество этих минералов, видимо, образуется за счет высвобождения редкометаллических и редкоземельных элементов при разложении цветных минералов, а также магнетита и сфена. Так, нередко наблюдается замещение биотита агрегатом зерен магнетита, альбита, флюорита, в ассоциации с которыми встречаются циртолит, монацит, фергюсонит и др. Наиболее кардинально изменяется видовой и количественный состав акцессорных минералов в процессе грейнизации гранитоидов. Уменьшается, подчас до полного исчезновения, количество магнетит, сфена, ильменита, ортита, циркона, очень существенно (в 10—15 раз) возрастает содержание флюорита, топаза, появляются (или увеличивается их количество) галенит, касситерит, молибденит, сфалерит и др. Помимо изменения в видовом составе и содержании, определенные отличия наблюдаются в морфологических, химических и других особенностях некоторых минералов, что очень слабо освещено в литературе и требует специального рассмотрения. Наиболее удобными для проведения подобного анализа являются постоянно встречающиеся в породах разных формаций циркон, флюорит, апатит, сфен и магнетит.

Магнетит и флюорит из гранитоидов разных формаций достаточно надежно различаются лишь по особенностям своего

Таблица 2

Элементы-примеси в акцессорных минералах каледонских гранитоидов Северного Казахстана

Формация	Магнетит										Флюорит		Сфен		Циркон	
	V	Cr	Ni	Co	Ba	Pb	Sn	Nb	Y	$\Sigma$ TR	Nb	U	Zr/Hf	U		
Гранодиоритовая . . . . .	0.24	0.08	0.013	0.008	0.05	—	—	0.0002	—	0.006	0.01	—	55—60	—		
Гранитовая . . . . .	0.07	0.003	0.006	0.005	0.02	—	0.0005	0.0003	0.003	0.6	0.32	0.03	45—50	0.06		
Альскитовая . . . . .	0.02	—	0.002	0.002	0.01	0.003	0.03	0.01	0.01	1.5	Не ап.	0.1	35—40	0.35		

Примечание. Средние значения выведены на основании данных количественного спектрального и химического анализов (не менее 20 определений по каждому элементу). Химические анализы выполнены в лабораториях СЗТУ и института «Механообр», количественные спектральные анализы — в лаборатории спектрального анализа ИМГРЭ; при составлении таблицы использованы материалы Ю. А. Габова и др. (1965); А. В. Красильниковой, Ф. А. Ледникова (1965б), Э. М. Спирidonova, (1969).

состава — содержанию некоторых элементов-примесей (табл. 2). Обращают на себя внимание аномально повышенное содержание в магнетите Nb (0.08—0.3%) из лейкократовых и аляскитовых гранитов Орлиногорского и, в меньшей степени, Золотоношского массивов и Sn (до 0.1%) из гранитов Дальненского массива, что находится в соответствии с повышенным содержанием этих элементов в породах названных массивов и присутствием в последних мелких Nb-Sn месторождений альбитито-кварцево-жильно-грейзеновой формации.

Магнетит обычно наблюдается в виде неправильных зерен и выделений и хорошо образованных октаэдрических кристалликов, нередко с четкой комбинационной штриховкой на гранях. Количество таких кристаллов среди общей массы магнетита в гранитоидах разных формаций различно и сравнительно закономерно увеличивается от гранодиоритовой к аляскитовой формации. Достаточно специфической особенностью кристаллов магнетита гранитовой и особенно аляскитовой формации является сглаженность их вершин, а также нередко наблюдаемые следы растворения на гранях, затушевывающие комбинационную штриховку. Устанавливается определенное различие и размеров зерен магнетита: в породах гранодиоритовой формации они варьируют от 0.1 до 1.6 мм при наиболее обычных размерах 0.25—0.4 мм; в гранитовой — соответственно 0.08—1.2 и 0.15—0.3 мм; аляскитовой — 0.04—0.8 и 0.1—0.2 мм, т. е. наблюдается некоторое уменьшение размеров зерен магнетита к породам аляскитовой формации.

Флюорит очень редко встречается в виде сравнительно хорошо образованных кристаллов, обычно слагая мелкие неправильные зерна и выделения. В гранодиоритовой формации, где содержание флюорита ничтожно, он присутствует, как правило, лишь в неправильных выделениях; в лейкократовых и аляскитовых гранитах роль хорошо образованных кристаллов несколько повышается. Наиболее обычны октаэдрические формы. Весьма любопытно обнаружение среди флюорита из аляскитов Зерендинского, Боровского и Лобановского массивов кристаллов, образованных комбинацией куба и октаэдра, при преобладании последнего. Отсутствие кубических форм у кристаллов флюорита из биотитовых гранитов позволяет предполагать существование определенного различия химизма и температурных условий образования этого минерала (Шафрановский, 1960) в породах гранитовой и аляскитовой формаций, более низкотемпературных и щелочных в последних.

Достаточно характерно изменение окраски флюорита. Флюорит из кварцевых диоритов и гранодиоритов обычно бесцветен, в биотитовых гранитах наряду с бесцветными разностями появляются окрашенные в бледно-лиловые и фиолетовые тона. В лейкократовых и аляскитовых гранитах окрашенные разности составляют нередко до 50% от общего числа зерен, причем очень характерны густо-фиолетовые до почти черных оттенки (появление их, очевидно, связано с резким увеличением в этих разностях содержания редких земель и урана). Размеры зерен флюорита минимальны в породах гранодиоритовой и максимальны в породах аляскитовой формаций.

Сфен в гранитоидах всех формаций представлен как хорошо образованными кристаллами, так и неправильными зернами, причем кристаллы распространены достаточно широко. В первом приближении кристаллы сфена из разных гранитоидов кажутся довольно однообразными — типичными конвертовидными кристаллами, образованными гранями призм {111}, реже {110} и пинакоида {001}. Более тщательное рассмотрение показывает, что в кварцевых диоритах и гранодиоритах габитус кристаллов призматический, в нормальных гранитах — уплощенно-призматиче-

ский, в лейкократовых и аляскитовых сфен представлен таблитчатыми конвертовидными кристаллами, в сечении близкими к квадратным (рис. 2).

Размеры зерен сфена в этих же типах гранитоидов изменяются соответственно в следующих пределах (мм): 0.1—2.5 (обычны 0.3—0.5), 0.1—2.4 (0.2—0.4) и 0.05—0.5 (0.1—0.2). Закономерно, что было уже подмечено для гранитоидов многих регионов (Туровский, 1960; Ляхович, 1967, 1968), изменяется окраска (или интенсивность ее) сфена. Наиболее темноокрашенные разности — коричневые, темно-красные, красновато-коричневые, коричневато-желтые, желтовато-бурые — установлены в гранитоидах гранодиоритовой формации. В лейкократовых и аляскитовых гранитоидах преобладают более светлоокрашенные разности — светло-желтые, розовато-желтые, светло-коричневые. В этом же направлении уменьшается степень трещиноватости и лейкоксенизированности зерен сфена.

Не менее отчетливые различия устанавливаются между апатитами и разных гранитоидов. Апатит обычно представлен кристаллами, образованными комбинацией призм {1010} и {1020}, дипирамид {1011} и {1121} и базопинакоидом {0001}. Грани {1020} и {1121} встречаются сравнительно редко и, как правило, плохо развиты, а в апатитах из лейкократовых и аляскитовых гранитов они вообще не установлены. Дипирамидальные окончания кристаллов апатита наиболее характерны для кварцевых диоритов и гранодиоритов, несколько меньше для биотитовых гранитов и редко в лейкократовых и аляскитовых гранитах. Базопинакоид {0001}, напротив, очень хорошо развит в аляскитовых, достаточно хорошо выражен в биотитовых гранитах и очень незначительно в породах гранодиоритовой формации. Размеры кристаллов по длине достигают 0.5—2.5 мм в породах гранодиоритовой формации, 0.3—1 мм — гранитовой и 0.2—0.6 мм — аляскитовой формации. Очень специфично изменение облика кристаллов апатита — от игольчатого и длиннопризматического до призматического ( $l/d=3-12$ ) в кварцевых диоритах и гранодиоритах, через призматический и короткопризматический ( $l/d=2-10$ ) в биотитовых гранитах до типичного короткопризматического и почти изометрического ( $l/d=1-6$ ) в лейкократовых и аляскитовых гранитах (рис. 2).

Чаще всего апатит бесцветен, иногда окрашен в светло-серые тона (особенно апатит поздних генераций), для апатита из аляскитовых гранитов нередко характерен мутновато-белый или желтоватый оттенок, обусловленный присутствием в кристаллах массы мелких газовой-жидких включений. В свою очередь апатитам из пород гранодиоритовой формации свойственно присутствие темных тонкодисперсных включений (по-видимому, роговой обманки). Довольно обычна корродированность граней апатита из кварцевых диоритов, гранодиоритов и биотитовых гранитов и хорошая их сохранность в апатитах из аляскитов.

Циркон наиболее широко используется для корреляционных и индикаторных целей. Анализ наших данных и имеющихся в литературе (Барташевский и др., 1963; Габов и др., 1965; Красильникова, 1966) обнаруживает определенное постоянство морфологических особенностей и некоторых свойств циркона в гранитоидах разных массивов одной формации и очень четкие различия цирконов из гранитоидов разных формаций. При переходе от пород гранодиоритовой к породам аляскитовой формации в цирконах происходят закономерные изменения: цвета (или его интенсивности) — от золотисто-желтого, светло-розового, желтого, светло-буроватого через желтый, желтовато-розовый с оранжевыми и буроватыми оттенками (в цирконах гранитовой формации) до розовато-бурого, оранжево-красного, буровато-красного, желтовато-коричневого, буро-коричневого; увеличение степени трещиноватости, корродированности и растворенности кристаллов; ухудшение качества гра-

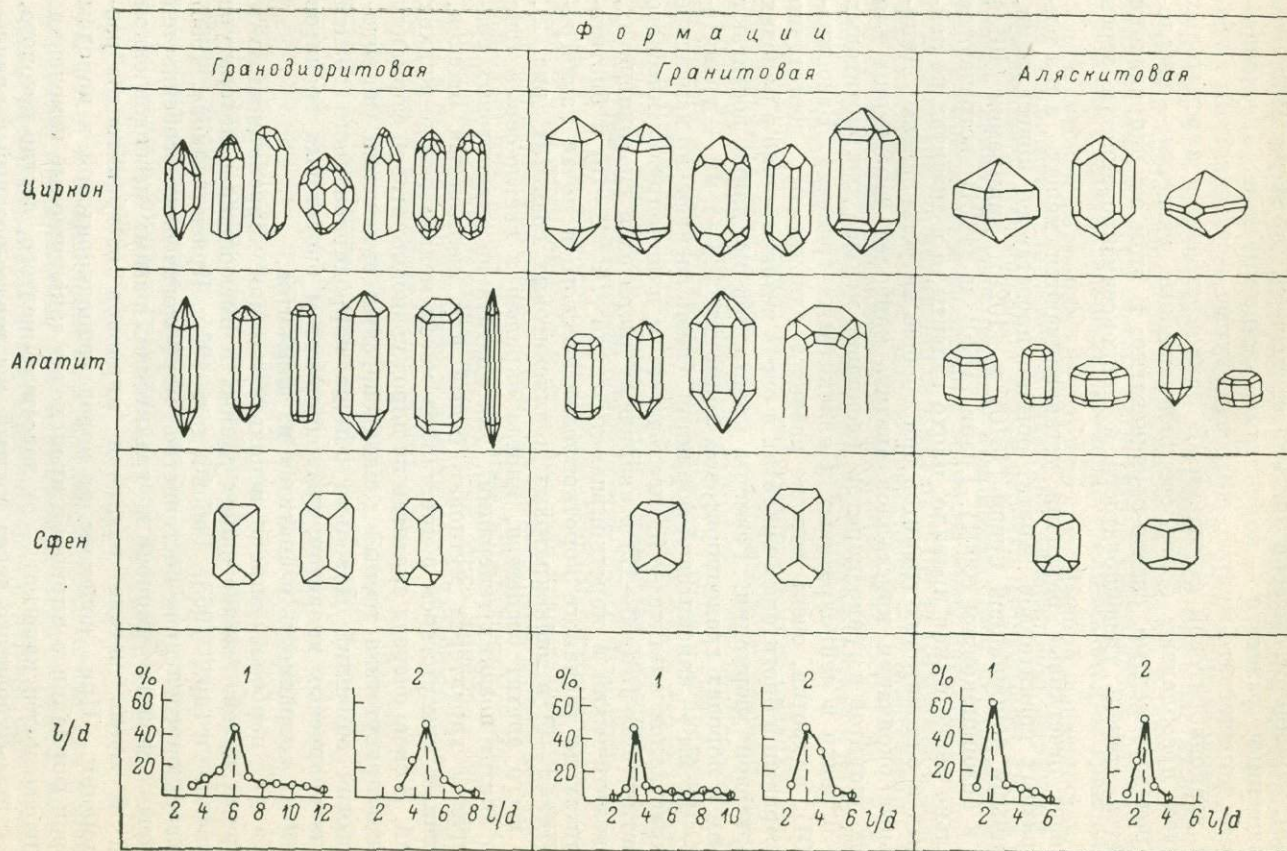


Рис. 2. Морфологические особенности некоторых акцессорных минералов из каледонских гранитоидов Северного Казахстана.

1 — апатит, 2 — циркон.

ней — появление на них ямок, ступенек, бугорков и струйчатых следов растворения; уменьшение прозрачности кристаллов до явного преобладания в гранитах аляскитовой формации мутных непрозрачных разностей; увеличение размеров кристаллов от 0.01—0.25 мм в гранодиоритовой и 0.03—0.5 мм в гранитовой до 0.07—0.9 мм в аляскитовой формациях; уменьшение количества габитусных граней и упрощение огранки (рис. 2); смена длиннопризматических и игольчатых габитусов кристаллов короткопризматическими вплоть до дипирамидальных<sup>1</sup> (рис. 2); увеличение содержаний гафния и урана (табл. 2). Закономерное изменение морфологических особенностей циркона в породах рассмотренных формаций хорошо увязывается с представлениями о том, что изменения облика кристаллов циркона преимущественно определяются химизмом среды минералообразования (режимом кислотности—щелочности) при второстепенном влиянии других факторов (Гераничева, Марин, 1968).

## Выводы

1. Каледонские гранитоидные формации Северного Казахстана характеризуются вполне определенными ассоциациями акцессорных минералов, характер которых и количественные соотношения между минералами дают возможность достаточно уверенно диагностировать породы каждой из выделенных формаций (гранодиоритовая — циркон < апатит << сфен; гранитовая — ортит < апатит < циркон << сфен; аляскитовая — торит < монацит < циртолит < ильменит < флюорит). Аномально высокие (в сравнении со средним для данной формации) содержания некоторых редкометалльных минералов (и редких элементов в магнетитах) в породах ряда массивов могут использоваться как признак потенциальной рудоносности таких массивов.

2. Породы, относящиеся к разным фазам одного комплекса (формации) характеризуются близким видовым составом и содержанием акцессорных минералов. Наиболее существенные изменения видового состава и содержаний акцессорных минералов связаны с явлениями гибридизма (заметное увеличение содержаний магнетита, сфена, апатита) и постмагматических изменений, особенно альбитизации и грейзенизации (уменьшение содержаний магнетита, сфена, резкое увеличение редкометалльных минералов, топаза, флюорита).

3. В гранитоидах всех трех формаций установлено 5 постоянно присутствующих «проходящих» минералов (магнетит, сфен, апатит, циркон и флюорит), химизм, некоторые свойства и морфология которых достаточно закономерно меняются от формации к формации.

## ЛИТЕРАТУРА

Барташевский В. И., Куликовский В. К., Львова Т. В., Платонов А. Н. Структурно-петрологические особенности и акцессорная минерализация некоторых плутонов Северного Казахстана. Матер. по геол. геофиз. и геохим., № 1, Изд-во Киевск. ун-та, 1963.

Бескин С. М., Марин Ю. Б. Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 101, вып. 2, 1972.

Габов Ю. А., Серых В. И., Михайлова Е. К. Гафний в цирконах из гранитоидов Зерендинского массива. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 4, 1965.

Гераничева Г. К., Марин Ю. Б. Причины морфологической изменчивости циркона. Зап. ЛГИ, т. LIV, вып. 2, 1968.

<sup>1</sup> Наблюдения в сравнительно немногочисленных зональных кристаллах из пород гранитовой и аляскитовой формаций свидетельствуют, что большинство их характеризуется примерным сохранением в процессе роста первоначального облика. Это усиливает достоверность установленной закономерности.

Г о г е л ь Г. Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1966.

Е л и с е е в а О. П. Использование ассоциаций акцессорных минералов для корреляции интрузивных массивов на примере гранитоидов Северного Казахстана. В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических пород. М., изд-во «Наука», 1969.

К о р ы т к и н А. А. Палеозойские интрузивные комплексы северо-запада Центрального Казахстана. Изв. вузов, № 5, 1965.

К р а с и л ь н и к о в а А. В. Типоморфия кристаллов акцессорного циркона и использование ее при корреляции гранитоидов Кокчетавской глыбы. Минер. сб. Львовск. ун-та, № 20, вып. 4, 1966.

К р а с и л ь н и к о в а А. В., Л е т н и к о в Ф. А. Акцессорные минералы гранитоидных комплексов Кокчетавской глыбы и их металлогения. В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. М., изд-во «Наука», 1969а.

К р а с и л ь н и к о в а А. В., Л е т н и к о в Ф. А. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов Кокчетавской глыбы. В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. М., изд-во «Наука», 1969б.

Л я х о в и ч В. В. Рациональная методика извлечения акцессорных минералов из гранитоидов. М., изд-во «Наука», 1966.

Л я х о в и ч В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., изд-во «Наука», 1967.

Л я х о в и ч В. В. Акцессорные минералы. М., изд-во «Наука», 1968.

М а р и н Ю. Б. К вопросу об особенностях распределения урана и тория и их отношении в каледонских гранитоидах Северного Казахстана. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 95, вып. 4, 1966.

М а р и н Ю. Б. Особенности становления гранитоидных интрузий малых глубин. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 96, вып. 3, 1967.

М а р и н Ю. Б., Э ф р о с Б. Д., Б е с к и н С. М., А ф а н а с ь е в а Е. П. Некоторые особенности выделения хрусталоносных гранитных интрузивов. Зап. ЛГИ, т. LI, вып. 2, 1967.

М а р и н Ю. Б., Э ф р о с Б. Д. Геологическое строение и типы пегматитовых полей Зерендинского плутона. Зап. ЛГИ, т. LV, вып. 2, 1968.

П о д о л ь с к и й А. М. Геохимические и минералогические признаки ниобиевых гранитов (на примере массивов северо-западной части Центрального Казахстана). В кн.: Металлогенетическая специализация магматических комплексов. М., изд-во «Недра», 1964.

Р а б и н о в и ч А. В. О методике минералого-геохимических исследований интрузивных пород. Тр. Всес. совещ. работников минералого-петрографических лабораторий, М., Госгеолтехиздат, 1955.

С е р ы х В. И., Л а р и н а Т. Ф. О возможности использования особенностей распределения акцессорных минералов для расчленения интрузивных комплексов на примере Кокчетавского поднятия. В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении. М., изд-во «Наука», 1969.

С п и р и д о в э. М. Состав акцессорного магнетита пород крыккудукского интрузивного комплекса Северного Казахстана. В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении. М., изд-во «Наука», 1969.

Т у р о в с к и й С. Д. О методике и значении изучения акцессорных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1960.

Ш а ф р а н о в с к и й И. И. Лекции по кристалломорфологии минералов. Изд-во Львовск. ун-та, 1960.

Е. Н. ПАНОВ

## АКЦЕССОРНЫЙ СФЕН ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

К настоящему времени появилось много работ, посвященных изучению акцессорного сфена магматических и метаморфических пород (Ляхович, 1968), среди которых можно найти ряд примеров удачного применения некоторых особенностей состава и свойств этого минерала в качестве коррелятивных признаков (Орса, Елисеева, 1965; Никитина, Сотников, 1967; Сочнева, 1971).

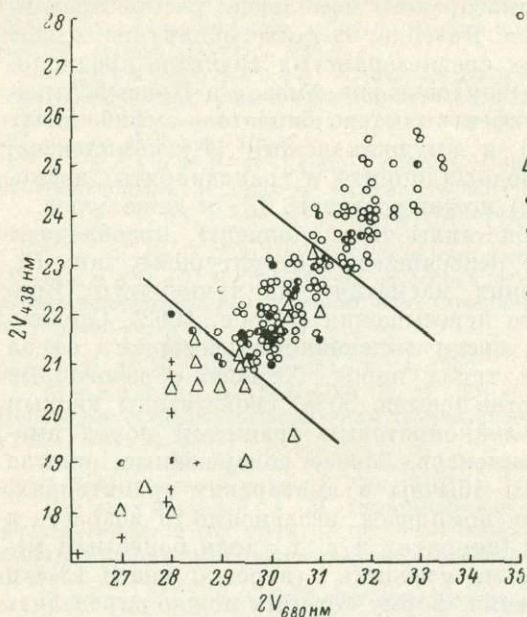
При расчленении гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья (Казицын, Панов, 1960; Казицын и др., 1967) сфен считался ранее типоморфным аксессуарным минералом, характерным только для мезозойских интрузивных пород амананского и амуджиканского комплексов. Последующие исследования выявили наличие сфена также и в некоторых разновидностях более древних протерозойских и палеозойских гранитоидов, в связи с чем было проведено его сравнительное изучение, чтобы выяснить, какие особенности состава и свойства этого минерала можно использовать в качестве коррелятивных признаков. В заметных количествах (до 0.5%) присутствует сфен в мелкозернистых и порфировидных гранодиоритах нижнепротерозойского амазарского комплекса, распространенных в бассейне рек Могоча, Часовая, Давенда; он также обнаружен в ряде проб так называемых олекминских среднезернистых гранитов предположительно палеозойского возраста (верховья рек Амазар и Правый Амуджикан). Однако наиболее обилён сфен в составе биотитово-амфиболовых гранитоидов амананского ( $T-J_1$ ) и амуджиканского ( $J_3$ ) комплексов; содержание его в амананских породах (диориты и гранодиориты, лейкократовые граниты и граносиениты) может достигать 1% и даже более.

Сфен образует уплощенные кристаллы типа «конверт», преобладают простые формы  $\{111\}$ ,  $\{100\}$ ,  $\{001\}$ , относящиеся к структурному типу  $P_2^b$ , характерному для условий высоких магматических температур (Бонштедт, 1934) и состояния большого пересыщения (Киров, 1962). Степень совершенства и доля кристаллов среди выделений аксессуарного сфена заметно колеблется в различных типах пород. Хорошо образованные кристаллы в наибольшем количестве (свыше 50%) свойственны кислым разновидностям (гранодиоритам—лейкократовым гранитам) пород амананского и амуджиканского комплексов. Менее совершенные, иногда своеобразные округлые кристаллы обычны в амазарских гранитоидах, тогда как в породах олекминского комплекса независимо от возраста и во всех основных разновидностях (диоритах и т. д.) доля более или менее образованных кристаллов весьма невелика (нередко менее 1%) и преобладают неправильные выделения, форму которых можно определить как ксеноморфную.

В тяжелых фракциях некоторых мезозойских гранитоидов можно различить две разновидности кристаллов сфена, из которых более светлые и хорошо образованные, но менее прозрачные, возможно, представляют позднюю генерацию. Как правило, зерна и кристаллы сфена содержат большое количество включений как породообразующих (полевые шпаты, биотит, роговая обманка), так и аксессуарных (апатит, циркон, магнетит) минералов. Цвет сфена можно в известной мере коррелировать с возрастом материнских пород: в древних амазарских гранитоидах он имеет, как правило, светло-желтую окраску, иногда с коричневым оттенком; молодые породы содержат сфен интенсивно окрашенный в коричнево-желтые тона. Наиболее темный густо-коричневый титанит типичен для гранодиоритов, гранитов, граносиенитов амананского комплекса. Значения  $N_m$  и  $N_p$ , измеренные в ориентированных препаратах при помощи жидкостей ВИЖ, а  $N_g$  рассчитанные по номограмме (Белянкин, 1949), колеблются в сравнительно узком интервале:  $N_g=2.032-2.040$ ;  $N_m=1.906-1.914$ ;  $N_p=1.897-1.904$ . Несколько повышенные:  $N_g=2.037-2.040$ ;  $N_m=1.911-1.914$ ;  $N_p=1.901-1.904$  — свойственны образцам сфена, выделенным из диоритов I фазы и лейкократовых гранитов — граносиенитов II фазы амананского комплекса.

Были проведены также 52 определения угла оптических осей в ориентированных иммерсионных препаратах сфена. Применяв метод киноскопирования, на универсальном столике Е. С. Федорова как в белом, так и монохроматическом (красном — 438 мкм и синем — 680 мкм) свете

удалось достичь точности  $\pm 0.5^\circ$ . Пределы вариаций  $2V$  (в белом свете) составили  $23-33^\circ$ ; меньшие значения угла оптических осей ( $21-29^\circ$ ) характерны для сфена в амазарских гранодиоритах и поздних светлых генераций этого минерала (рис. 1) в мезозойских породах; большие  $2V$  ( $23-33^\circ$ ) — для образцов из гранитоидов амананского и амуджиканского комплексов. Все измеренные кристаллы и зерна имеют постоянную дисперсию угла оптических осей, равную  $7-9^\circ$ . Нагревание кристаллов сфена из гранодиорита амазарского комплекса в течение 2 часов при  $1000^\circ$  не изменило его окраски, но привело к увеличению угла  $2V$  с  $18.5$  до  $21.5^\circ$  (438 мкм) и с  $27.5$  до  $29.5^\circ$  (680 мкм), что может служить указанием на,



возможно, более высокую температуру образования титанита в мезозойских гранитоидах.

Аналитик В. И. Скрижинская проанализировала пять образцов аксессуарного сфена из разновозрастных гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья; на основании полученных ею данных (см. таблицу) были рассчитаны по

Рис. 1. Углы оптических осей ( $2V$ ) сфена в гранитоидах Забайкалья, измеренные в монохроматическом свете

Сфен: 1 — из пород амазарского, 2 — олекминского, 3 — амананского и амуджиканского комплексов, 4 — из поздних генераций мезозойских гранитов, 5 — из пород неопределенного возраста.

методу И. Д. Борнeman-Старынкевич (1964) кристаллохимические формулы, которые оказались довольно близки к стандартной  $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]$  (O, OH, F). Среди элементов, замещающих кальций (группа X), в заметных, хотя и переменных количествах присутствуют только редкие земли. Изоморфизм кальция и редких земель влечет за собой соответствующее изменение количества трех- и двухвалентных катионов, замещающих титан в группе Y, а именно железа (но не алюминия). Судя по кристаллохимическим расчетам изоморфная примесь катионов  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  не только компенсирует вхождение в решетку минерала редких земель вместо кальция, но и обуславливает возможность замены части анионов кислорода группой  $\text{OH}^-$  и  $\text{F}^-$ . Содержание алюминия также значительно колеблется; наибольшие количества его определены в сфенах гранитов амананского и амуджиканского комплексов. Между содержаниями алюминия и железа в анализированных образцах имеет место обратная пропорциональная зависимость. В общих чертах по химическому составу главных компонентов сфены различных пород довольно близки друг к другу; резко выделяется среди прочих только образец 27/58 из граносиенитов II фазы амананского комплекса, обогащенный редкими землями, железом, цирконием, ниобием, марганцем (см. таблицу).

В качестве типоморфных признаков сфенов разновозрастных пород могут быть использованы вариации в содержании некоторых элементов-примесей, выявленные при помощи приближенно-количественного спектрального анализа 54 мономинеральных проб (аналитик Л. К. Ладзина,

## Химический состав сфена (в вес.%)

Оксиды						Количество катионов					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	30.94	31.50	30.06	30.15	31.41	Ca	0.93	0.94	0.91	0.91	0.93
TiO <sub>2</sub>	34.40	34.80	36.40	33.40	34.40	TR	0.03	0.02	0.03	0.06	0.02
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.013	0.01	0.013	0.013	0.013	Mn	—	—	—	0.01	—
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.057	0.12	0.17	0.14	Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
ZrO <sub>2</sub>	0.27	0.24	0.21	1.03	0.19	K	—	0.01	—	—	0.01
ΣTR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.26	1.60	2.37	4.46	1.66	Сумма в гр. X	0.97	0.98	0.95	0.99	0.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.77	1.40	2.00	0.79	2.50	Ti	0.86	0.87	0.91	0.85	0.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.89	1.78	1.78	3.13	1.15	Zr	—	—	—	0.02	—
FeO	0.37	0.28	0.37	0.28	0.28	Fe <sup>3+</sup>	0.05	0.04	0.04	0.08	0.03
MnO	0.15	0.037	0.05	0.32	0.08	Fe <sup>2+</sup>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	0.10	0.11	0.11	0.13	0.11	Al	0.07	0.06	0.03	0.03	0.10
CaO	26.18	26.32	25.65	25.17	26.76	Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
SrO	Сл.	Не обн.	Сл.	Сл.	Сл.	Сумма в гр. Y	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.14	0.14	0.15	0.31	Si	1.03	1.05	1.00	1.01	1.02
K <sub>2</sub> O	0.11	0.24	0.15	0.15	0.20	Al	—	—	0.05	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	О в группе Z	4	4	4	4	4
П. л. л.	0.60	0.59	0.67	0.53	0.36	O	0.92	0.98	0.96	1.00	0.86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.40	0.22	0.30	0.66	ОН	0.05	} 0.02	0.01	—	0.11
F	0.30	0.27	0.25	0.57	0.31	F	0.03		0.03	0.06	0.03
F≡O	0.12	0.11	0.10	0.24	0.13						
Сумма	99.88	100.06	100.46	100.50	100.40						

Примечание. Сфен: 1 — из крупнозернистого биотитового гранита олекминского комплекса (район Могочи), обр. п 1316; 2 — из биотитово-амфиболового диорито-сиенита Сырыгыччинского массива, I фаза амананского комплекса, обр. 6/58; 3 — из биотитово-амфиболового гранита Давендинско-Ключевского массива, I фаза амананского комплекса, обр. А1811; 4 — из лейкократового граносиенита, II фаза амананского комплекса (бассейн р. Ловугичи), обр. 27/58; 5 — из гигантопорфиорового гранита Сретенского массива, амуджиканский комплекс, обр. п 1380. Излишек кремнезема и вызванное этим некоторое превышение (за 100%) суммы оксидов, по-видимому, объясняется загрязнением пробы материалом яшмовой ступки при растирании.

ВСЕГЕИ). В исследуемых пробах были обнаружены, %: железо ( $n$ ), фосфор ( $n \cdot 10^{-1} - n$ ), магний ( $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}$ ), марганец ( $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}$ ), ванадий ( $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}$ ), хром (н/о<sup>1</sup> —  $n \cdot 10^{-2}$ ), иттрий ( $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}$ ), торий (н/о —  $n \cdot 10^{-2}$ ), олово ( $n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-2}$ ), медь ( $n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-2}$ ), серебро ( $n \cdot 10^{-4}$ ), молибден ( $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}$ ), висмут (н/о —  $n \cdot 10^{-3}$ ),

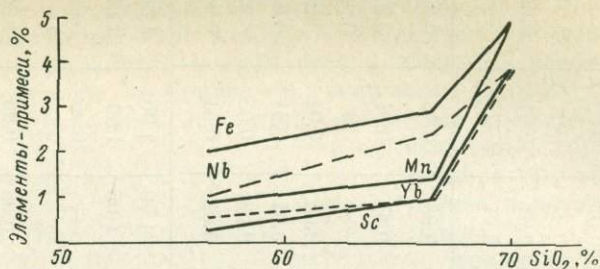


Рис. 2. Элементы-примеси в акцессорном сфене (средние данные) и содержание  $\text{SiO}_2$  в породах.

Элементы-примеси: железо ( $n \cdot 10\%$ ), марганец, ниобий ( $n \cdot 10^{-1}$ ), иттрий ( $n \cdot 10^{-2}$ ), скандий ( $n \cdot 10^{-3}$ ).

свинец ( $n \cdot 10^{-3}$ ), скандий (н/о —  $n \cdot 10^{-3}$ ), галлий (н/о —  $n \cdot 10^{-3}$ ) и германий (н/о —  $n \cdot 10^{-4}$ ). Такие «инертные» элементы, как магний, фосфор, свинец, галлий, серебро, медь, отчасти цирконий, определены во всех пробах примерно в одинаковых количествах. Очевидно, наличие в сфе-

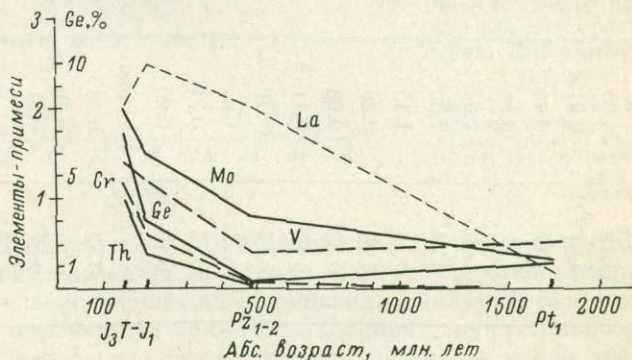


Рис. 3. Элементы-примеси в акцессорном сфене разновозрастных пород (средние данные).

Элементы-примеси: ванадий и лантан ( $n \cdot 10^{-1}\%$ ), хром и торий ( $n \cdot 10^{-2}$ ), молибден ( $n \cdot 10^{-3}$ ), германий ( $n \cdot 10^{-4}$ );  $\text{Pt}_1$  — амарзарский,  $\text{Pz}_{1-2}$  — олекминский,  $\text{T}-1_1$  — амананский и  $\text{I}_3$  — амуджиканский комплексы.

нах микровключений минералов маскирует возможные различия в содержании P, Zr, Cu, которые могли быть вызваны кристаллохимическими факторами.

Примесь железа, марганца, ниобия, скандия, лантаноидов, находится в зависимости от состава материнской породы; в сериях диорит—гранит амарзарского и амананского комплекса содержание этих элементов увеличивается в сфенах более кислых разновидностей, достигая максимума в лейкократовых гранитах и граносиенитах II фазы амананского комплекса (рис. 2). Накопление таких хроматофоров, как железо и редкие земли (Забавникова, 1957), по-видимому, и приводит к отмеченному выше

<sup>1</sup> Не обнаружено.

усилению окраски, а также некоторому увеличению угла  $2V$  в сфенах мезозойских гранитов.

Наиболее интересным для нас является поведение таких элементов, как ванадий, хром, торий, германий, молибден, висмут, лантаноиды, количество которых значительно (в десятки раз) увеличивается в сфенах более молодых пород амананского и амуджиканского комплексов (рис. 3) и может служить их статистически достоверным отличительным признаком от амазарских и олекминских гранитоидов. Сфен гигантопорфировидных амуджиканских гранитов содержит максимальные количества хрома (до 0.03%) и висмута, а также наряду с образцами из пород амананского комплекса повышенную примесь молибдена. Последнее обстоятельство служит еще одним доказательством металлогенической специализации мезозойских гранитоидов района на молибден (а амуджиканских еще и на висмут).

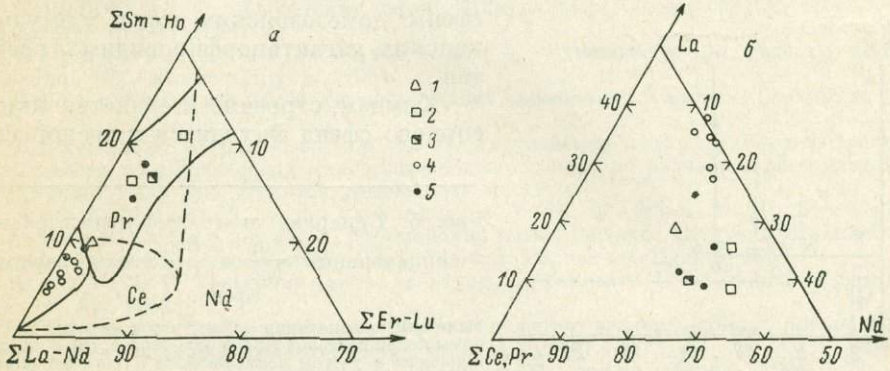


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов (а), состав РЗЭ лантановой группы (б) в акцессорном сфене.

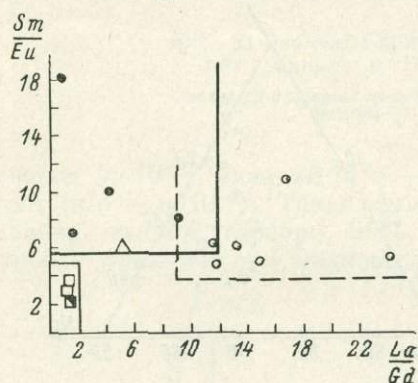
1 — гнейс, 2 — породы амазарского, 3 — олекминского, 4 — амананского, 5 — амуджиканского комплексов. На рис. а показаны поля изоквивалентных составов РЗЭ (пунктир) и поля состава РЗЭ в сфенах (сплошная линия) габброидных и щелочных пород (снизу), гранитов и пегматитов (вверху).

Как показали спектроаналитические определения, выполненные в 14 образцах А. Н. Тарновской, содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) колеблется в значительных пределах (0.3937—4.0916 вес. %); меньшее количество РЗЭ свойственно сфенам из более древних пород (0.3937—1.3108%), большее — сфену мезозойских гранитоидов (1.4319—4.0916%), особенно образцам амананского комплекса, где он по сумме TR приближается к кейльгауиту (4.0916%). Определенные в сфенах весовые содержания редкоземельных элементов были переведены в атомные количества, а затем пересчитаны на 100%. Полученные таким образом данные позволяют, следуя номенклатуре Д. И. Минеева (1969), все анализированные образцы разделить на две группы.

Сфены из амананских гранитоидов характеризуются преобладанием группы лантана—неодима. По своему положению на тройной диаграмме (рис. 4, а) образцы этой группы идентичны сфенам щелочных и габброидных пород. Вторую группу составляют образцы из домезозойских гранитоидов амазарского и олекминского комплексов, отчасти амуджиканских гигантопорфировидных гранитов, которым свойствен более комплексный состав редкоземельных элементов. Среди обнаруженных в этих сфенах РЗЭ большую роль играют более тяжелые лантаноиды (начиная с неодима, рис. 4, б). По классификации Д. И. Минеева (1969) и других (Ляхович, Матковский, 1969), вторая группа близка к сфенам собственно

гранитных пород и гранитных пегматитов. Сфены из протерозойского гнейса ( $\Sigma TR=1.8841\%$ ) и некоторых образцов из пород амуджиканского комплекса занимают промежуточное положение между этими двумя группами.

Наблюдаемые колебания в составе редкоземельных элементов согласуются с кристаллохимическими особенностями замещаемого ими катиона  $Ca^{2+}$  и не выходят за рамки изоморфной емкости сфена по отношению к лантаноидам (эквивалентный элемент от Ce до Nd). Соотношения между отдельными РЗЭ, особенно занимающими промежуточное положение, отражают различную подвижность их при минерогенетических процессах (Минеев, 1969) и могут быть использованы для геохимической индивидуализации сфенов различных пород в пределах изоэквивалентных по составу РЗЭ групп образцов. Сопоставляя, в частности, отношения пары  $\frac{Sm}{Eu}$  и периодических аналогов  $\frac{La}{Gd}$  (рис. 5), удается разделить



сфены домезозойских пород и амуджиканских гигантопорфировидных гранитов.

Химизм, строение и свойства акцессорного сфена находятся в тесной свя-

Рис. 5. Бинарная диаграмма относительных концентраций  $\frac{Sm}{Eu}$  и  $\frac{La}{Gd}$  в акцессорном сфене.

Условные обозначения те же, что и на рис. 4. Границы полей составов РЗЭ в разновозрастных породах показаны с учетом возможной 33% ошибки определения.

зи с составом и сложением материнской породы, в которой, по многочисленным наблюдениям, он образуется на заключительных этапах ее становления, возможно в раннещелочные (Хасанов, Кривошекова, 1964) стадии автометасоматического процесса. В изученных породах можно наблюдать последовательные фазы метасоматического роста сфена в уже консолидированной среде, начиная с каемок вокруг зерен титаномагнетита, затем ксеноморфных скелетных образований в биотите, роговой обманке и межзерновом пространстве, насыщенных реликтами замещенных минералов, вплоть до возникновения вполне идиоморфных однородных клиновидных кристаллов.

При формировании основных пород (диоритов и т. п.) кристаллизация сфена начинается сравнительно поздно (Принс, 1954) и обычно заканчивается на стадии образования скелетных выделений неправильной формы. Более длительный процесс кристаллизации в условиях относительно низких концентраций в кислых изверженных породах приводит к большему кристаллографическому совершенству кристаллов сфена в гранодиоритах и гранитах. Исходный состав породы, режим кислотности—щелочности определяют характер перераспределения и миграции элементов из породообразующих и акцессорных минералов в замещающий их сфен, обуславливая тем самым отмеченные выше особенности его химического состава.

В домезозойских амазарских и олекминских гранитоидах, имеющих метаморфогенное происхождение, общая значительная «стерильность» гранитного материала обуславливает и малые содержания редких и рассеянных элементов в акцессорном сфене. Образование последнего происходит при сравнительно низких температурах в условиях пониженной щелочности уже после кристаллизации монацита, концентрирующего

значительную часть щериевых редких земель (Ляхович, 1967), вследствие чего более поздний сфен обогащается лантаноидами иттриевой группы.

Магматические изверженные породы амананского и амуджиканского комплекса в целом обогащены редкими и рассеянными (в том числе тяжелыми и рудными) элементами, что и определило повышенные концентрации их в акцессорном сфене. Щелочная обстановка кристаллизации (Ляхович, Матковский, 1969), обилие кальцийсодержащих породообразующих минералов способствовали селективному накоплению щериевых редких земель в сфене амананских гранитов. Своеобразие химического состава и, возможно, повышенная температура среды обусловили некоторые физические (темная окраска) и кристаллооптические (увеличение угла  $2V$ ) особенности сфена мезозойских гранитоидов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. Кристаллооптика. М., Госгеолиздат, 1949.
- Бонштедт Э. М. Титанит (сфен). Минералогия Союза, сер. А, вып. 3, М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., изд-во «Наука», 1964.
- Забавникова Н. И. Об изоморфных замещениях в сфенах. Геохимия, № 3, 1957.
- Казницын Ю. В., Панов Е. Н. Расчленение интрузий Верхне-Олекминского района по акцессорным минералам. Матер. совещ. по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, Бурятск. книжн. изд-во, 1960.
- Казницын Ю. В., Александров Г. В., Панов Е. Н., Шульдинер В. И., Павлова В. В. Мезозойские металлоносные интрузии Шилка-Олекминского района (Северо-Восточное Забайкалье). М., изд-во «Недра», 1967.
- Киров Г. Н. Генетични типове хабитуси при титанита. Гос. Софийский ун-т, сер. геол., т. 55, 1962.
- Ляхович В. В. Особенности распределения редкоземельных элементов по акцессорным минералам гранитов. Геохимия, № 7, 1967.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы. М., изд-во «Наука», 1968.
- Ляхович В. В., Матковский О. И. Акцессорные минералы — основные концентраторы редких элементов. Минер. сб., № 23, вып. 1, 1969.
- Минеев Д. А. Лантаноиды в минералах. М., изд-во «Недра», 1969.
- Никитина Е. И., Сотников В. И. Типоморфные особенности акцессорных минералов титана из позднергерцинских гранитоидов и грейзеновых образований Горного Алтая. Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, т. V. Новосибирск, изд-во «Наука», 1967.
- Орса В. И., Елисеев Г. Д. Акцессорные сфены из магматитов Среднего Приднепровья. Минер. сб. № 15, вып. 3, 1965.
- Принс Р. Система альбит—анортит—сфен. В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии. М., Изд-во ИЛ, 1954.
- Сочнева Э. Г. Акцессорные минералы гранитоидов Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1971.
- Хасанов А. Х., Кривощекова Н. И. Роль метасоматоза в образовании титановых акцессорных минералов (на примере гранитоидов Южного Гиссара). В кн.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, 1964.

Г. Г. ДУК

### ДВОЙНИКОВЫЕ ТРИАДЫ ПЛАГИОКЛАЗА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ТЕМПЕРАТУРЫ И ГЛУБИНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Сложные двойники, и в частности двойниковые триады плагиоклазов, сравнительно редко рассматриваются в литературе, особенно в связи с конкретной геологической обстановкой, поэтому в настоящей статье сделана попытка увязать данные, полученные при исследовании

такого рода плагиоклазов с определенными  $T^\circ$  и  $P$  на примере одного из районов В. Приамурья.

В зоне сочленения Джугджуро-Становой и Монголо-Охотской складчатых областей (В. Приамурье, район Амура-Якутской магистрали) докембрийские породы станового, тукурингского комплексов, а также верхнеюрские и нижнемеловые молассоидные формации прорваны сериями порфировых, порфиритовых даек и малых интрузий гранитоидов-диоритов мезозойского возраста — рифманский интрузивный комплекс (Нагибина, 1963, Судовиков и др., 1965, Дук, 1965). Гранитоиды рифманского интрузивного комплекса оказывают интенсивное контактное воздействие как на верхнеюрские осадочные породы, так и на древние (становые) кристаллические породы фундамента. Характерно появление в зонах контакта высокотемпературных роговиков, отвечающих условиям перехода от амфиболитовой к пироксен-роговиковой фации (Гернер, Ферхуген, 1961).

Рифманские гранитоиды-диориты представлены следующими разновидностями пород: кварцевыми амфиболо-биотитовыми диоритами, амфиболо-биотитовыми сиенито-диоритами, гранодиоритами (краевая часть интрузий), лейкократовыми биотитовыми гранитами, аплитами (центральная часть интрузий). Псевдоромбические блок-кристаллы плагиоклаза в виде двойниковых триад были обнаружены лишь в биотито-амфиболовых гранодиоритах и сиенито-диоритах. В контактовых роговиках также были встречены псевдомоноклинные и псевдоромбические блок-кристаллы плагиоклаза. Жильные интрузивные породы представлены диабазовыми порфиридами, шлессаргитами, диорит-порфиридами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и т. д. Триадные плагиоклазы были нами встречены лишь в порфировых вкрапленниках гранодиорит- и гранит-порфиров, прорывающих гранитоиды-диориты рифманского интрузивного комплекса.

Плагиоклазы гранитоидов-диоритов рифманского интрузивного комплекса. В биотито-амфиболовых гранодиоритах и сиенито-диоритах плагиоклаз наблюдается в виде идиоморфных, удлиненных, нередко ритмично-зональных кристаллов. Зональность, как правило, прямая с 30—35% анортита в ядре зерна и 25—20% анортита — в краевой части, реже обратная с 30—35% анортита в ядре зерна и 40% анортита в краевой части. Отмечаются двойники преимущественно по альбитовому и карлсбадскому законам, а также полисинтетические двойники по альбит-карлсбадскому закону. В плагиоклазах наряду с полисинтетическими двойниками встречаются простые полные и неполные смешанные триады. Стереографическая проекция одной из таких триад  $\{ \perp (001) + [100] + [010] \}$  представлена на рис. 4.

Плагиоклазы высокотемпературных контактовых роговиков по кристаллическим породам фундамента. Контактным преобразованиям подвергаются биотито-амфиболовые диориты, амфиболово-биотитовые диориты, биотито-амфиболовые биотитовые гнейсы, сланцы станового комплекса (Дук, 1970). Реликтовые плагиоклазы являются более упорядоченными, и точки, отвечающие их составам, попадают на кривые И. Р. Смита (Smith, 1958) или А. С. Марфунина (1962), составленные для низкотемпературных плагиоклазов, а по Д. Б. Слеммонсу (Slemmons, 1962) имеют более высокий индекс промежуточности<sup>1</sup> (80—90°), близкий к целиком упорядоченным типам плагиоклаза. Новообразованный плагиоклаз в контактовых роговиках представлен высокотемпературными неупорядоченными формами или

<sup>1</sup> Для оценки порядка — беспорядка в плагиоклазах данного состава большинству беспорядочных форм придается индекс 0, большинству упорядоченных форм — индекс 100 и всем промежуточным типам — промежуточные значения, согласные с их положением относительно 0—100.

промежуточными (переходными) типами от высокотемпературных к низкотемпературным упорядоченным с индексом промежуточности 20—60 по Д. Б. Слеммонсу.<sup>2</sup>

В новообразованных плагиоклазах контактовых роговиков встречаются следующие типы двойников: полисинтетические, простые, полные и неполные двойниковые триады альбитового типа, полные и неполные смешанные триады. Наиболее распространены полисинтетические двойники. Двойникование происходит по периклиновому [010] и альбитовому  $\perp$  (010) законам. Нередко в полисинтетические двойники срастаются индивиды новообразованного плагиоклаза разного состава (содержание от 31 до 24% анортита). Двойникование осуществляется по альбитовому

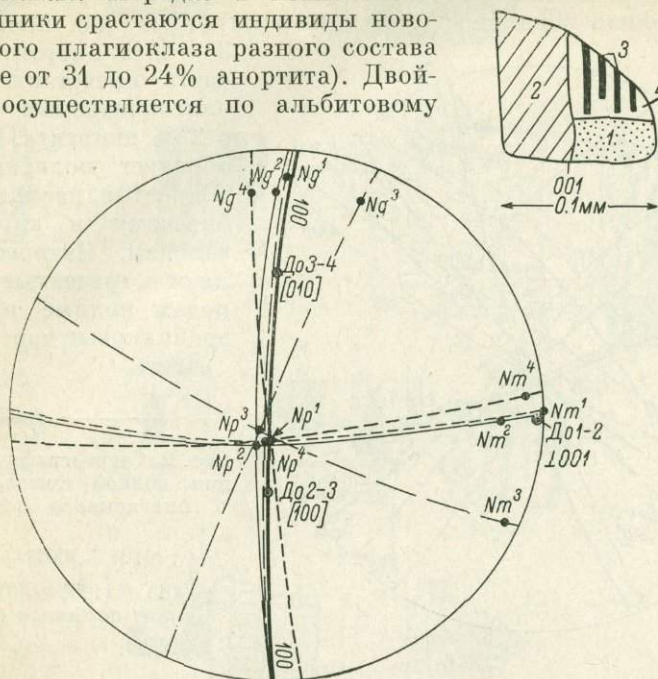


Рис. 1. Стереографическая проекция неполной смешанной триады в плагиоклазе  $\{\perp(001) + [100] + [010]\}$  из рифманского гранодиорита (шл. 6646, плагиоклаз № 23). Индексы при ориентировке оптических осей отвечают номерам индивидов (1—4) плагиоклаза.

закону. В неполных и полных двойниковых триадах альбитового типа три или четыре индивида связаны тремя взаимно перпендикулярными двойниковыми осями:  $\left\{ \perp(010) + [100] + \frac{\perp[100]}{010} \right\}$  или  $\left\{ \perp(010) + [001] + \frac{\perp[001]}{010} \right\}$ . В полных и неполных смешанных триадах, состоящих из четырех или пяти индивидов, двойниковые оси представлены  $\left\{ \perp(001) + [100] + [010] \right\}$  и  $\left\{ \perp(010) + [001] + \frac{\perp[001]}{010} \right\}$ .

Плагиоклазы высокотемпературных контактовых роговиков по верхнеюрским осадочным породам. В биотитовых роговиках, слагающих около 90% площади

<sup>2</sup> Степень упорядоченности определялась по углу  $2V$  в плагиоклазах (Kaaden, 1950; Schwarzmann, 1956; Smith, 1958; Марфуни, 1962, фиг. 56). Согласно Слеммонсу, метод определения структурно упорядоченных типов плагиоклаза по углу  $2V$  является чувствительным для плагиоклазов до 40-го номера, что применимо для наших плагиоклазов контактовых роговиков, содержащих от 18 до 40% анортита.

онтактового ореола (ширина полосы контактовоизмененных пород около 1 км), плагиоклазы, как правило, имеют тонкую полисинтетическую двойниковую штриховку. По составу — это андезины с 30—45% анортита. В плагиоклазах встречается неполные двойниковые триады альбитового типа  $\left\{ \perp (010) + [001] + \frac{\perp [001]}{010} \right\}$  и  $\left\{ \perp (010) + \perp [100] + \frac{\perp [100]}{010} \right\}$ .

Плагиоклазы жильных пород (дайкивых комплексов). Плагиоклаз образует идиоморфные, изометричные либо удлиненные призматические кристаллы с четкой спайностью (010). Характерна прямая зональность. В ядре плагиоклаза, как правило, имеет

38—40% анортита, краевые части представлены узкими олигоклазовыми оторочками с 25% анортита. Плагиоклаз образует полисинтетические и простые двойники по альбитовому и карлсбадскому законам. Интерес представляют встреченные в этих породах полные и неполные двойниковые триады альбито-

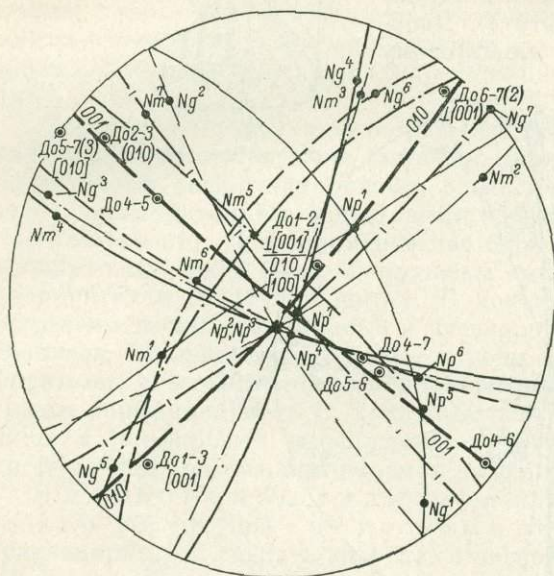


Рис. 2. Стереографическая проекция полной смешанной триады плагиоклаза (рис. 3, VII)

$\left\{ \perp (010) + [001] + \frac{\perp (001)}{(010)} \right\}$ ,  
 $\left\{ \perp (001) + [100] + [010] \right\}$  из гранодиорит-порфиров (шл. 11096).

вого типа, полные смешанные триады:  $\left\{ \perp (010) + \frac{\perp [001]}{010} + [001] \right\}$ ,  $\left\{ \perp (001) + [100] + [010] \right\}$  (рис. 2), а также сложные комплексные двойники (рис. 3).

Л. А. Варданицем (1950) выявлено четыре ступени развития кристаллического вещества от более простых к более сложным формам (в частности для плагиоклазов): 1) псевдомоноклинный блок — кристалл в виде простых или полисинтетических двойников; 2) псевдоромбический блок — кристалл в виде двойниковых триад; 3) комплексные двойники псевдотетрагональной, псевдогексагональной сингонии; 4) комплексные двойники ложнокубической сингонии. В исследованных нами породах содержатся все группы блок-кристаллов плагиоклаза, выделяемые Л. А. Варданицем.

Геологические и петрографические признаки позволяют рассматривать гранитоиды рифманского комплекса как мезобиссальные (среднеглубинные) образования, для которых, согласно классификации Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1963), предполагается глубина 3—4 км. Кристаллизация пород дайковых комплексов происходила в приповерхностных условиях (1—2 км). Согласно статистическим данным М. Гораи (Gorai, 1950), комплексные двойники наиболее часто встречаются в эффузивах, т. е. в наименее глубинных породах. Сравнение двойниковых триад плагиоклазов рифманских гранитоидов и дайковых пород указывает на менее глубинные условия становления последних. Типы двойников плагиоклазов

в гранитоидах рифманского комплекса и в контактовоизмененных породах аналогичны, что, по-видимому, может свидетельствовать о близости условий  $T^\circ$  и  $P$  как в пределах магматического очага, так и в раме окружающих пород (контактные роговики). Температуры кристаллизации поле-

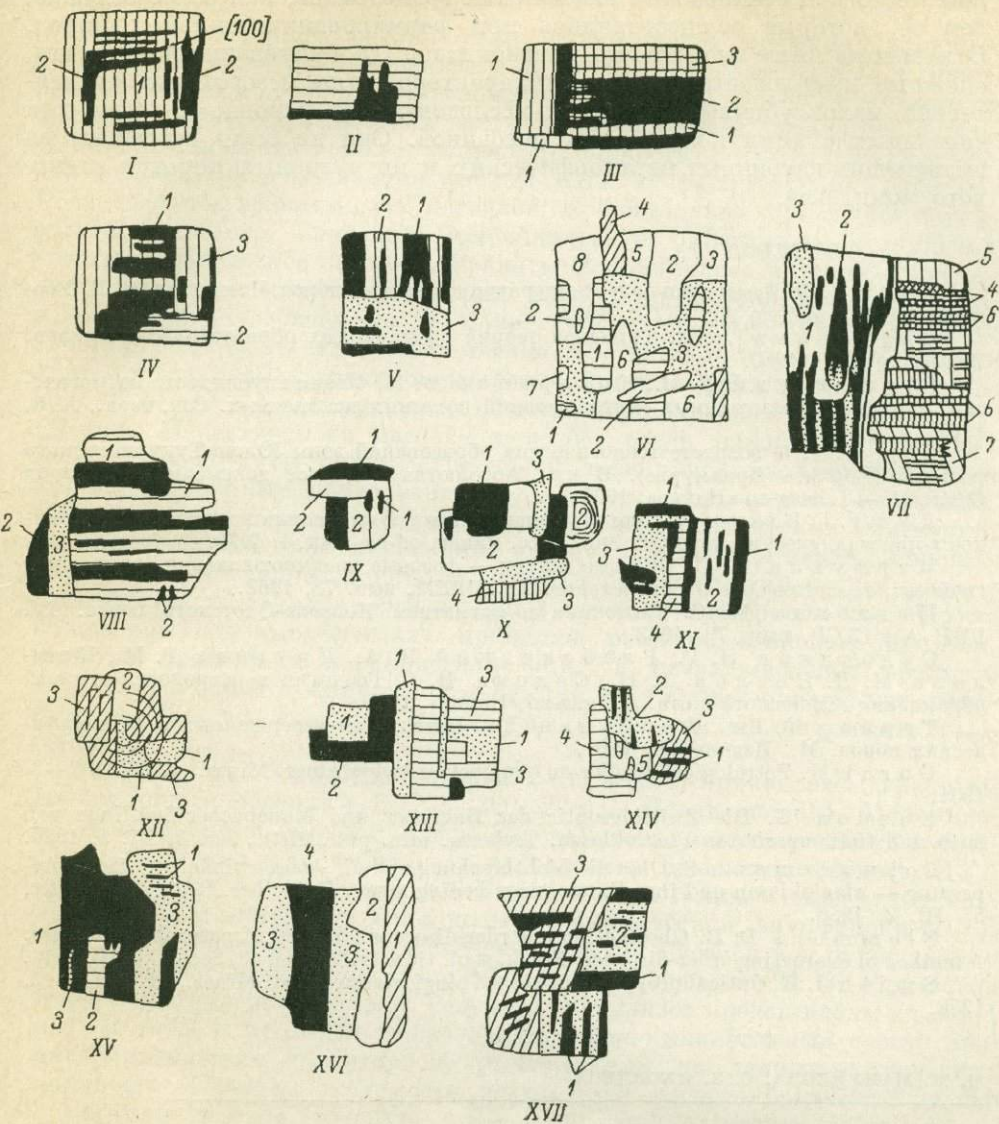


Рис. 3. Полные и неполные двойниковые триады, смешанные триады и комплексные двойники плагиоклазов в мезозойских магматических породах.

Плагиоклазы: I—V — из гранодиоритов кл. Васильевского, VI—XI — из гранит- и гранодиорит-порфиров, XII—XIV — из керанских гранодиорит-порфиров, плагиопорфиров, XV—XVII — из рифманских гранодиоритов и диоритов; 1—7 — порядковые номера индивидов плагиоклаза.

вых шпатов рифманских гранитоидов ( $\sim 610^\circ \text{C}$ ), определенные по методу Т. Барта (1962), весьма близки к температурам кристаллизации контактовых роговиков ( $600\text{--}630^\circ \text{C}$ ).

Известно, что образование в плагиоклазах простых двойников и псевдоромбических блок-кристаллов в виде двойниковых триад происходит при более высоких температурах (Gorai, 1950) и меньших давлениях

(Варданыц, 1950), чем полисинтетическое двойникование с возникновением псевдомоноклинных блок-кристаллов, так как с повышением давления понижается устойчивость двойниковых сростаний с высокой симметрией. Именно в связи с этим мы склонны рассматривать давления, имевшие место при становлении рифманских гранитоидов, как более высокие, чем те, которые осуществлялись при формировании жильных пород. Отмеченные выше особенности плагиоклазов (двойникование по триадам, сложные комплексы двойники) характерны для мезозойских сравнительно малоглубинных интрузий исследованного района, а также для связанных с ними контактовых роговиков. Они не были встречены во вмещающих глубинных метаморфических и интрузивных породах стенового комплекса.

#### ЛИТЕРАТУРА

Б а р т Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. Чтения им. В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1962.

В а р д а н ы ц Л. А. Триадная теория двойниковых образований минералов. Изд-во АрмССР, 1950.

Г о р ж е в с к и й Д. И., К о з е р е н к о В. Н. Фации глубинности магматических пород и магматогенных месторождений полезных ископаемых. Сов. геол., № 8, 1963.

Д у к Г. Г. О возрасте геологических образований зоны Южно-Тукурингского разлома (Верхнее Приамурье). В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.—Л., изд-во «Наука», 1965.

Д у к Г. Г. К вопросу о роли деформаций при формировании контактовых роговиков в кристаллических породах. Зап. Всес. минер. об-ва, вып. 1, 1970.

М а р ф у н и н А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ, вып. 78, 1962.

Н а г и б и н а М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 79, 1963.

С у д о в и к о в Н. Г., Г л е б о в и ц к и й В. А., Д р у г о в а Г. М., К р ы л о в а М. Д., Н е е л о в А. Н., С е д о в а И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., изд-во «Наука», 1965.

Т е р н е р Ф. Дж., Ф е р х у г е н Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во ИЛ, 1961.

Г о г а i M. Petrological studies on plagioclase twins Amer. Miner., v. 36, N 7—8, 1951.

К а а d e n G. Die Zwillingsoptik der Bavenoer und Manebacher-Zwillinge von hoch und tieftemperierten Plagioklasen. Tscherm. min. petr. Mitt., ser. 3, Hf. 5, 1950.

S c h w a r z m a n n S. Über die Lichtbrechung und die Achsenwinkel von Hochtemperatur — plagioklasen und ihre Entstehungsbedingungen. Heidelber. Beitr. Min. Petr., 5., Hf. 2, 1956.

S l e m m o n s D. B. Observation on order-disorder relations of natural plagioclase. A method of evaluating order-disorder. Norsk. geol. tidskrift. Bind 42, Second half., 1962.

S m i t h I. R. Optical properties of heated plagioclases. Amer. Miner., 43, № 11—12, 1958.

М. М. МАНУЙЛОВА, С. З. ЯКОВЛЕВА

### О РАСПРЕДЕЛЕНИИ К, Rb и Mg МЕЖДУ СОСУЩЕСТВУЮЩИМИ МИНЕРАЛАМИ ГРАНИТОВ

(на примере гранитоидных массивов  
Западного Прибайкалья и Патомского нагорья)

Распределение элементов в сосуществующих равновесных минеральных фазах имеет большое значение для выяснения термодинамических условий кристаллизации природных силикатных систем. Хотя экспериментальные исследования зависимости коэффициентов распределения определенных компонентов (калия и натрия, калия и рубидия, магния и

железа и др.) от концентрации их в расплаве и термодинамических условий кристаллизации системы явно недостаточны, накопившийся эмпирический материал указывает, что эти коэффициенты могут быть использованы в качестве геотермометров и геобарометров (Перчук, 1966, 1970; Рябчиков, 1965).

Задачей настоящей работы было сравнительное изучение характера распределения макрокомпонентов и рубидия в валовых пробах и минералах гранитов среднепротерозойского возраста, характеризующихся близким химическим составом, но образовавшихся в различных структурно-тектонических зонах и фациях глубинности, с целью оценки влияния условий кристаллизации кислых магм на распределение рубидия. Исследовались граниты двух массивов: Покойницкого (прельский интрузивный комплекс, Западное Прибайкалье) и Кевактинского (чуйский комплекс, Патомское нагорье). Граниты Покойницкого массива, залегающие среди пород акитканской серии среднего протерозоя, являются мало-глубинными образованиями (не более 1—2 км; Горжевский, Козеренко, 1965), о чем свидетельствует их тесная генетическая связь с эффузивами акитканской серии, гранит-порфировая краевая фация, зоны закалки, гранофировые микроструктуры, наличие миаролитовых пустот и т. д. Граниты Кевактинского массива залегают среди нижнепротерозойских пород кевактинской серии (Тонодский антиклинорий). Они относятся к более глубинным образованиям (2—3.5 км, Горжевский, Козеренко, 1965) и характеризуются более широкой зоной контактовых изменений, выражающихся в ороговивании, иногда в фельдшпатизации боковых пород, средне-крупнозернистыми, часто порфировидными структурами и массивными текстурами. Эти граниты местами претерпели воздействие наложенных метаморфических процессов раннепалеозойского времени, которые привели к перекристаллизации и развальцеванию гранитов в условиях биотито-хлоритовой субфации и субфации эпидотовых амфиболитов. Для исследований были выбраны граниты, не затронутые изменениями.

Было изучено 5 проб, из которых 2 (59 и 63/1) принадлежат гранитам Покойницкого массива и 3 (236, 260, 274) — Кевактинского. Мономинеральные фракции биотита, амфибола, калиевого полевого шпата и плагиоклаза из всех проб отобраны в лаборатории физических свойств ИГГД АН СССР под руководством Ю. В. Никитина. Полные силикатные анализы пород и минералов выполнены в геохимической лаборатории ИГГД З. К. Зульфикаровой, Е. А. Зевелевой и В. Ф. Гусевой под руководством Л. И. Афанасьевой. Определение Rb и K произведено С. З. Яковлевой методом фотометрии пламени. Результаты анализов представлены в табл. 1 и 2. В табл. 2 приведен также количественно-минеральный состав проанализированных гранитоидов, рассчитанный по данным химических анализов. Хорошая сходимость результатов расчета баланса K и Rb с данными анализа (точность  $\pm 10-15\%$ ) свидетельствует об удовлетворительном качестве отбора мономинеральных фракций. Несколько хуже других разобрана проба 63/1, биотит и микроклин которой имеют более низкое содержание K и более высокое Na и Ca.

Данные, представленные в табл. 1 и 2, показывают, что химические составы исследованных гранитов чрезвычайно близки как в отношении главных элементов, так и в отношении Rb. По минеральному составу и по химизму минералов граниты массивов существенно различаются. Малоглубинные граниты Покойницкого массива биотито-амфиболовые, ортоклазо-плагиоклазовые с соотношением калиевого полевого шпата к плагиоклазу 1 : 1.3. Биотит и калиевый полевой шпат характеризуются более низкими K/Na и K/Rb отношениями. Обращает на себя внимание также более высокое содержание Ca и  $H_2O^+$  в биотитах этого массива.

Таблица 1

## Химический состав гранитов и извлеченных из них биотитов и амфиболов

Массив	№ пробы	Материал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sub>пр</sub>	П. п. п.	Σ	Аналитик	
Покойницкий	59	Биотито-амфиболовый гранит	69.42	0.75	13.25	1.90	3.02	0.10	0.93	2.00	3.30	4.25	0.08	1.28	100.28	В. Ф. Гусева	
		Биотит . . . . .	34.18	2.65	12.01	6.17	27.00	0.24	3.78	1.38	0.19	6.92	5.05	—	99.57		
		Амфибол . . . . .	33.72	7.75	8.58	7.31	24.12	0.80	3.47	9.63	1.22	1.05	2.85	—	100.50		
	63/1	Биотито-амфиболовый гранит	68.71	0.66	12.94	1.75	3.60	0.20	0.76	2.06	3.35	4.39	0.08	1.18	99.68		З. Х. Зульфкарова
		Биотит . . . . .	35.76	2.23	11.65	4.75	28.44	0.29	3.64	2.95	0.42	5.87	4.55	—	100.55		
		Амфибол . . . . .	40.40	2.15	5.30	6.09	24.48	0.50	4.40	11.16	1.41	1.21	2.40	—	99.50		
Кевактинский	236	Биотитовый гранит . . . . .	69.98	0.53	13.25	1.28	3.74	0.08	0.91	2.35	2.23	3.97	0.06	1.45	99.83	В. Ф. Гусева	
		Биотит . . . . .	34.04	0.80	19.33	2.00	26.28	0.24	3.26	1.02	0.05	9.03	4.00	—	100.23		
	260	Биотитовый гранит . . . . .	65.74	0.59	14.45	2.01	3.96	0.08	0.93	2.62	2.89	4.17	0.06	2.68	99.58	З. Х. Зульфкарова	
		Биотит . . . . .	33.61	2.18	15.49	4.07	26.60	0.30	3.31	0.79	0.05	9.04	4.20	—	99.64		Е. Е. Зевелева
	274	Биотитовый гранит . . . . .	68.44	0.57	14.04	1.41	3.17	0.06	1.09	1.42	2.82	4.68	0.12	1.55	99.37	З. Х. Зульфкарова	
		Биотит . . . . .	34.60	2.40	16.63	3.78	23.78	0.27	4.37	1.14	0.08	8.77	3.60	—	99.42		

Таблица 2

Распределение щелочных элементов в валовых пробах и минералах

№ образца	Материал	Содержание минерала в породе, вес. %	Na, %	K		Rb		K/Rb
				%	на 1 г породы, %	γ/г	на 1 г породы, %	
59	Валовая проба	—	—	3.85	—	140	—	240
	Биотит . . . . .	4	0.41*	6.0	0.24	880	35.2	68
	Амфибол . . . . .	12	0.91*	0.92	0.11	44.6	0.5	207
	Плагиоклаз . . . . .	30	5.88	1.34	0.40	64.9	19.5	207
	Калишпат . . . . .	23	1.58	11.25	2.59	314	72.2	358
	Кварц . . . . .	40	—	—	—	—	—	—
	Сумма . . . . .	—	—	—	3.34	—	127.4	—
63/1	Валовая проба	—	—	3.57	—	157	—	227
	Биотит . . . . .	5	0.31*	4.85	0.24	705	35.3	69
	Амфибол . . . . .	9	1.05*	1.05	0.09	81.6	0.7	129
	Плагиоклаз . . . . .	27	5.69	1.12	0.30	73.0	19.7	152
	Калишпат . . . . .	24	2.32	10.52	2.53	319	76.6	331
	Кварц . . . . .	35	—	—	—	—	—	—
	Сумма . . . . .	—	—	—	3.16	—	131.3	—
236	Валовая проба	—	—	3.31	—	141	—	235
	Биотит . . . . .	15	0.04	7.73	1.16	594	89.1	130
	Плагиоклаз . . . . .	27	4.98	2.26	0.61	97.5	26.3	232
	Калишпат . . . . .	13	1.05	12.03	1.56	17.6	22.9	684
	Кварц . . . . .	45	—	—	—	—	—	—
		Сумма . . . . .	—	—	—	3.33	—	138.3
260	Валовая проба	—	—	3.53	—	133	—	265
	Биотит . . . . .	12	0.04*	7.30	0.88	556	66.7	136
	Плагиоклаз . . . . .	38	5.58	1.65	0.63	66.5	25.3	248
	Калишпат . . . . .	16	1.00	12.28	1.95	174	27.8	703
	Кварц . . . . .	34	—	—	—	—	—	—
		Сумма . . . . .	—	—	—	3.48	—	119.8
274	Валовая проба	—	—	3.85	—	140	—	275
	Биотит . . . . .	14	0.06*	7.34	1.03	616	86.2	119
	Плагиоклаз . . . . .	31	5.26	2.18	0.68	78.5	23.3	273
	Калишпат 2 . . . . .	18	1.06	11.98	2.16	189	34.0	634
	Кварц . . . . .	37	—	—	—	—	—	—
		Сумма . . . . .	—	—	—	3.87	—	143.5

Примечание. Звездочкой отмечены содержания Na, рассчитанные по данным силикатного анализа (см. табл. 1).

Содержание Са, особенно в биотите 63/1, столь велико, что возникает подозрение о примеси в биотите амфибола. Произведенный пересчет анализа биотита на возможную примесь амфибола не отразился существенно на результатах K/Na и K/Rb отношений. Более глубокие граниты Кевакгинского массива — биотитовые, существенно плагиоклазовые ( $Kfspl : Pl = 1 : 2$ ). Биотит и калиевый полевой шпат этих гранитов имеют более высокое K/Na и K/Rb отношение (табл. 1, 2).

Характер распределения макро- и микрокомпонентов между сосуществующими минеральными фазами отражен в табл. 3 и 4. Расчет коэффи-

коэффициентов распределения  $n$  производится по формуле Нернста  $n = \frac{c^\alpha}{c^\beta}$ , где  $c$  — концентрация компонента,  $\alpha$  и  $\beta$  — сосуществующие минеральные фазы. При этом концентрация макрокомпонентов ( $c = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}$ ) выражена в молярных долях, микрокомпонента ( $c = \frac{\text{Rb}}{\text{K}}$ ) — в весовых процентах.

Расчет температур кристаллизации гранитов<sup>1</sup> по приведенным коэффициентам распределения Mg между биотитом и роговой обманкой, Ca между плагиоклазом и роговой обманкой (Перчук, 1966, 1970) и альбита между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом (Барт, 1956) показывает следующее. Для пр. 59 все геотермометры показывают хорошую сходимость результатов ( $560 \pm 10^\circ$ , табл. 3), для пр. 63/1 биотито-рогово-обманковый и плагиоклазо-роговообманковый геотермометры дают такую же температуру ( $570$  и  $560^\circ$ ), а полевошпатовый — значительно более высокую ( $670^\circ$ ). Последнее объясняется, по-видимому, недостаточно хоро-

Т а б л и ц а 3

Коэффициенты распределения макрокомпонентов ( $n$ ) и высчитанные по ним температуры кристаллизации пород

№ образца	Минерал	Геотермометр										
		биотито-амфиболовый			полевошпатовый			плагиоклазо-амфиболовый				
		$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}$	$n_1$	$t^\circ \text{C}$	$\frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{K}}$	$n_2$	$t^\circ \text{C}$	$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}}$	$n_3$	$t^\circ \text{C}$		
59	Биотит	0.20	} 1.0	570	—	}	—	}	—	}	—	
	Амфибол	0.20			—		—		—		0.73	} 0.41
	Плагиоклаз	—	—	—	0.89	} 0.27	550	0.30	—	—		
	Калишпат	—	—	—	0.19		—	—	—	—	—	
63/1	Биотит	0.20	} 1.0	570	—	}	—	}	—	}	—	
	Амфибол	0.20			—		—		—		—	0.73
	Плагиоклаз	—	—	—	0.90	} 0.40	670	0.33	—	—		
	Калишпат	—	—	—	0.27		—	—	—	—	—	
236	Биотит	—	—	—	—	}	—	}	—	}	—	
	Плагиоклаз	—	—	—	0.79		} 0.21		490		—	—
	Калишпат	—	—	—	0.13				—		—	—
260	Биотит	—	—	—	—	}	—	}	—	}	—	
	Плагиоклаз	—	—	—	0.85		} 0.18		460		—	—
	Калишпат	—	—	—	0.12				—		—	—
274	Биотит	—	—	—	—	}	—	}	—	}	—	
	Плагиоклаз	—	—	—	0.80		} 0.20		480		—	—
	Калишпат	—	—	—	0.13				—		—	—

Примечание. Значения  $n$  определялись по формулам:

$$n_1 = \left( \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} \right)_{\text{Bt}} \left/ \left( \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} \right)_{\text{Amf}} \right.; \quad n_2 = \left( \frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{K}} \right)_{\text{Kfsp}} \left/ \left( \frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}} \right)_{\text{Pl}} \right.;$$

$$n_3 = \left( \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}} \right)_{\text{Pl}} \left/ \left( \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}} \right)_{\text{Amf}} \right.$$

<sup>1</sup> Полученные температуры используются для приблизительной оценки и сравнения верхнего предела температур кристаллизации интрузивных пород тождественного химического состава.

шим отбором ортоклаза, на что уже указывалось выше. К пробам Кевактинского массива из-за отсутствия амфибола оказался применим только полевошпатовый геотермометр, который для всех 3 проб дал близкий результат (460—490° С). Относительно более высокая температура кристаллизации покойницких гранитов, возможно, определяется меньшей глубиной и в соответствии с этим большей скоростью их кристаллизации. Согласно большому количеству эмпирических и экспериментальных данных, эффузивные породы имеют более высокую температуру кристаллизации, чем их глубинные аналоги, по той причине, что глубинная магма более обогащена летучими.

Относительно меньшая глубинность гранитов Покойницкого массива и соответственно бóльшая температура их кристаллизации, по сравнению с гранитами Кевактинского массива находит подтверждение в данных по изучению структуры калинатрового полевого шпата. Калинатровые полевые шпаты (микрпертиты) покойницких гранитов являются более «разупорядоченными» и имеют угол  $2V = -(70-78^\circ)$ , угол погасания  $a : Np = 5-10^\circ$  и более высокое содержание альбитовой молекулы (в гранитах Кевактинского массива микроклин имеет  $2V = -(80-84^\circ)$  и угол погасания  $a : Np = 12^\circ$ ). Таким образом, на основании имеющихся геологических данных и данных по распределению макрокомпонентов в сосуществующих минералах гранитов можно определенно утверждать, что граниты Покойницкого массива образовались при относительно более высоких температурах и меньших давлениях (меньшей глубинности), чем граниты Кевактинского массива.

В связи с полученными данными представляют интерес результаты распределения К и Rb в сосуществующих калиевых полевых шпатах и биотитах (табл. 2). Отмечается четкое различие К/Rb отношений в одноименных минералах различных массивов. Для гранитов Покойницкого массива (обр. 59, 63/1) К/Rb отношение в биотитах равно 68—69, в ортоклазах 331—353; для гранитов Кевактинского массива К/Rb отношение в биотитах и микроклинах равно 119—130 и 634—703 соответственно. Наблюдаемая картина изменений К/Rb отношений хорошо согласуется со схемой поведения рубидия в процессе кристаллизации. Известно, что при одновременной кристаллизации калиевого полевого шпата и биотита, рубидий охотнее входит в структуру последнего (Таусон, 1958, 1964). Кевактинские граниты содержат больше биотита (около 15%), который как бы «оттягивает» значительную долю рубидия из расплава. На долю сосуществующих микроклинов остается меньшая часть рубидия, в результате чего наблюдаются их высокие К/Rb отношения. Граниты Покойницкого массива, содержащие около 4% биотита, характеризуются более низкими К/Rb отношениями полевых шпатов. Таким образом, отмечается четкая положительная корреляция между содержанием биотита и К/Rb отношениями в биотите и сосуществующем микроклине.

Поскольку при одинаковом химизме пород минеральный состав является функцией термодинамических условий кристаллизации, можно предположить, что различные К/Rb отношения одноименных минералов отражают различные термодинамические условия кристаллизации гранитов двух массивов. Влияние термодинамических условий кристаллизации гранитных магм на распределение Rb между сосуществующими минералами в литературе обсуждалось сравнительно мало. Однако имеется весьма обширная литература, посвященная изменению содержания Rb в породах и минералах в связи с процессом дифференциации гранитных магм (Таусон, 1958, 1964; Ставров, 1963, 1966; Козлов, 1965). Л. В. Таусон, О. Д. Ставров и другие исследователи на основании большого количества эмпирических данных отмечают, что: 1) Rb преимущественно концентрируется в биотитах; 2) в процессе дифференциации гранитных магм происходит

накопление Rb относительно K в конечных, более кислых дифференциатах. Однако иногда эта закономерность нарушается (Ставров, 1963, 1966).

В. И. Лебедев (1967) пришел к выводу, что на вхождение Rb в структуру калиевых минералов влияет не только размер ионных или ионно-атомных радиусов, но и величины свободной энергии кислородных соединений, а также потенциал ионизации. Преимущественное вхождение Rb в более поздние низкотемпературные генерации минералов В. И. Лебедев обосновывает меньшей свободной энергией  $Rb_2O$  ( $-78.9$  ккал) по сравнению с  $K_2O$  ( $-86.4$  ккал). Вероятно, вхождение или невхождение Rb в структуру калиевых минералов определяется энергией кристаллической решетки соответствующих твердых фаз и активностью Rb и K, которая может изменяться в зависимости от  $P$ ,  $T$  и состава системы не только в отношении макрокомпонентов, но и в отношении элементов-примесей.

И. Д. Рябчиков (1965) показал, что в системах, в которых коэффициент сокристаллизации Rb меньше 1, Rb будет накапливаться в остаточном расплаве, а в системах, где он больше 1, будет захватываться ранними кристаллами. Основываясь на относительно более высокой температуре плавления рубидиевого полевого шпата, по сравнению с калиевым, И. Д. Рябчиков делает предположение, что коэффициент сокристаллизации Rb в щелочном полевоом шпате уменьшается при понижении температуры. С этим предположением хорошо согласуются экспериментальные данные Н. Г. Сретенской (1967) и Н. Ф. Челищева (1967). По данным Н. Г. Сретенской (1967, стр. 42), содержание элемента-примеси (Rb, Tl, Pb) в микроклине при постоянной температуре полностью зависит от концентрации его в растворе, в то время как коэффициент сокристаллизации ( $D = \frac{Rb/K_{Mi}}{Rb/K_L}$ , где  $L$  — остаточный расплав) определяется главным образом температурой (при постоянном давлении) и практически не зависит от концентрации. Коэффициент сокристаллизации Rb в микроклине и биотите с температурой увеличивается.

Наши данные в качественном отношении находятся в соответствии с данными эксперимента. Более низкие K/Rb отношения в калиевых полевых шпатах и биотитах гранитов Покойницкого массива, по сравнению с гранитами Кевактинского массива, при одинаковой концентрации K и Rb в исходных магмах (породах) массивов обусловлены, по-видимому, более высокими температурами кристаллизации этих гранитов.

Для удобства сравнения результатов в количественном выражении нами был рассчитан коэффициент сокристаллизации рубидия в исследованных микроклинах; при этом допускалось, что общее количество микро- и макрокомпонента в системе соответствует количеству микро- и макрокомпонента в валовой пробе; биотит и микроклин равновесные; остаточный расплав в отношении Rb и K имеет состав валовой пробы за вычетом Rb и K, ушедшего на выкристаллизовавшиеся микроклин и биотит. При таком допущении из выведенной В. Г. Хлопиным формулы

$$\frac{m^c}{m^{c2}} = D \frac{m - m^c}{m^2 - m^{c2}},$$

где  $m$  и  $m^2$  — общее количество микрокомпонента и макрокомпонента в системе,  $m^c$  и  $m^{c2}$  — количество микрокомпонента и макрокомпонента в твердой фазе,  $D$  — коэффициент сокристаллизации (Рябчиков, 1965). Коэффициент сокристаллизации Rb для калишпата будет равным

$$D_{Mi} = \frac{C_{Mi}}{m - m_{Mi} - m_{Bi}} = \frac{C_{Mi}}{C_L},$$

где  $C_{Mi}$  — Rb/K в калишпате,  $C_L$  — Rb/K в остаточном расплаве. Результаты расчета коэффициента сокристаллизации по вышеприведенной формуле на основании данных табл. 2 приведены в табл. 4. Следует особо подчеркнуть, что при наличии большего количества твердых фаз, содержащих Rb и K, и при отсутствии возможности прямого определения содержания Rb и K в остаточном расплаве, находящемся в равновесии с выделившимися кристаллами, проведенные расчеты являются сугубо ориентировочными. Однако полученные по геологическим геотермометрам температуры кристаллизации магм обоих массивов и рассчитанные коэффициенты сокристаллизации удивительно близко совпадают с температурами и коэффициентами Н. Г. Сретенской (рис. 1).

Таблица 4

Коэффициенты распределения Rb между калиевыми полевыми шпатами и биотитами, калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами; коэффициенты сокристаллизации и эффективные коэффициенты распределения Rb

№ образца	$n = \frac{K/Rb_{Mi}}{K/Rb_{Bt}}$	$n_1 = \frac{K/Rb_{Mi}}{K/Rb_{Pl}}$	$D = \frac{Rb/K_{Mi}}{Rb/K_L}$	$h_1 = \frac{Rb/K_{Mi}}{Rb/K_{нал}}$	$h_2 = \frac{Rb/K_{Bt}}{Rb/K_{нал}}$
59	5.26	1.40	0.87	0.66	3.56
63/1	4.80	2.14	0.54	0.68	3.30
236	5.26	2.95	0.29	0.35	1.8
260	5.17	2.83	0.26	0.37	1.8
274	5.32	2.32	0.52	0.36	2.3

Поскольку экспериментально доказывается зависимость содержания Rb в микроклизе от концентрации его в исходном расплаве при одинаковых условиях  $P$ ,  $T$ , представляется целесообразным для сравнения условий кристаллизации изучать не просто концентрации микрокомпонента в калиевом полевоом шпате или биотите, а исследовать отношения концентраций в твердой фазе к концентрации в исходной породе, т. е. коэффициент эффективного распределения (Рябчиков, 1965), или коэффициент концентрации (Таусон, 1961). В исследованных гранитах эти коэффициенты по калишпатам и по биотитам из разных массивов различаются почти в 2 раза.

Как уже было указано выше, относительно более высокая температура гранитов Покойницкого массива в значительной мере определяется их малой глубиной кристаллизации. В связи с этим возникает вопрос, а как же влияет гидростатическое давление (глубинность) на распределение Rb в минералах. К сожалению, экспериментальные работы в этом направлении нам неизвестны. И. Д. Рябчиков, основываясь на решении ряда термодинамических уравнений, приходит к выводу, что «влияние общего давления на величину коэффициента сокристаллизации должно быть невелико — по всей вероятности, оно на несколько порядков меньше, чем влияние температуры» (1965, стр. 74). Может быть, это и не совсем так. Учитывая больший ионный радиус Rb (1.49) по сравнению с K (1.33), можно, по-видимому, предположить, что низкое гидростатическое давление (малая глубинность) благоприятствует вхождению крупных ионов Rb в структуру калиевых минералов. Это подтверждается эмпирическими данными по содержанию рубидия в минералах различных минералогических типов пегматитов (Мануйлова и др., 1965; Гордиенко, 1970). Концентрация рубидия в калиевых полевых шпатах и слюдах редкометалльных пегматитов, для которых принимается малая глубина кристаллизации, значительно больше, чем концентрация Rb в одноименных минералах слюдоносных и керамических пегматитов, для которых характерны

большие глубины образования. Аналогичные данные о повышении содержания Rb относительно K от глубинных частей Курментинского массива к его апикальным частям приводит О. Д. Ставров (1966).

Таким образом, на основании анализа эмпирических данных создается впечатление, что на величину коэффициента сокристаллизации и эффективного распределения (концентрации) оказывают влияние не только температура, но и давление. Причем с понижением давления, так же как и с повышением температуры, происходит увеличение коэффициента сокристаллизации (концентрации) рубидия в калиевых минералах (при условии отсутствия процессов дифференциации в магме).

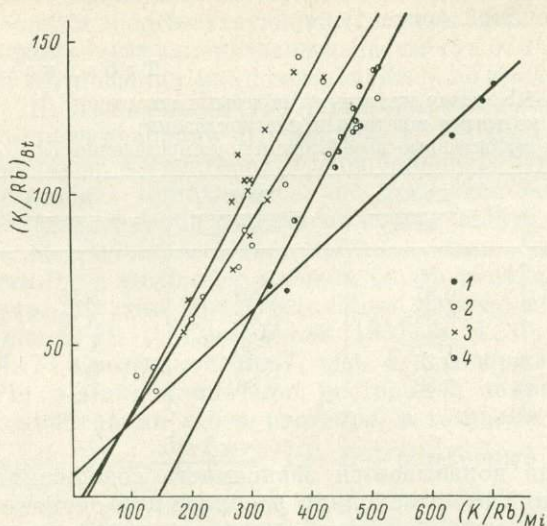


Рис. 1. Распределение K и Rb в сосуществующих биотитах и микроклинах.

1 — данные авторов, 2 — Ж. Ланге и др. (Lange et al., 1966), 3 — В. Д. Козлова и др. (1965б), 4 — П. Витни (Whitney, 1969).

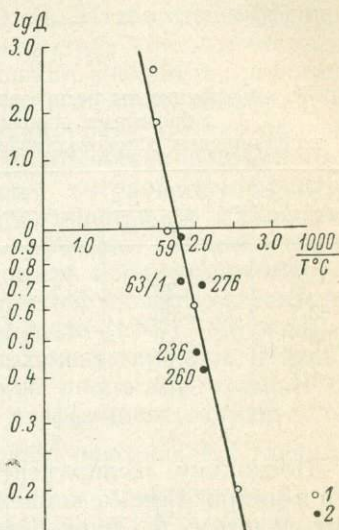


Рис. 2. Зависимость коэффициента сокристаллизации микроклина от температуры.

1 — экспериментальные данные Н. Г. Сретенской; 2 — граниты исследованных массивов.

Для понимания характера процесса кристаллизации силикатных систем помимо коэффициентов сокристаллизации большой интерес представляют коэффициенты распределения. В табл. 4 приводятся коэффициенты распределения K и Rb между калишпатами и биотитами ( $n$ ) и калишпатами и плагиоклазами ( $n_1$ ). Коэффициент распределения K и Rb между калишпатами и биотитами для обоих массивов характеризуется достаточным постоянством — от 4.80 до 5.32. На постоянство коэффициента распределения Rb между сосуществующими микроклином и биотитом в гранитоидах различного состава указывали в свое время Дж. Ланге и др. (Lange et al., 1966). Этот коэффициент достаточно постоянен в различных породах дифференцированных гранитоидных серий Восточного Забайкалья (Козлов, 1968а, 1968б) и в метаморфических породах гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (Whitney, 1969).

На рис. 2 приведено сравнение коэффициентов распределения для гранитоидов и метаморфических пород различных регионов. Все прямые рассчитаны по данным вышеперечисленных авторов методом наименьших квадратов (Налимов, 1960). Исходное уравнение прямой:  $y = ax + b$ , где  $y = (K/Rb)_{Bt}$ ,  $x = (K/Rb)_{Kfsp}$ . Параметры прямых представлены в табл. 5. Высокие коэффициенты корреляции указывают на относительное постоянство коэффициента распределения в пределах каждой прямой.

Параметры прямых, построенных методом наименьших квадратов

Параметры	По данным настоящей работы	По: Lange et al., 1966	По: В. Д. Козлову и др., 1965а, 1965б	По: Whitney, 1969
$a$ . . . . .	0.18	0.32	0.37	0.38
$b$ . . . . .	6	-6	-9	-55.3
Объем выборки . . . . .	5	16	13	12
Коэффициент корреляции . . . . .	$\frac{0.997}{0.959}$	$\frac{0.952}{0.623}$	$\frac{0.953}{0.684}$	$\frac{0.955}{0.708}$

Примечание. Под чертой — критические значения коэффициентов корреляции для 0.01 уровня значимости. Уравнение прямой  $y = ax + b$ , где  $y = K/Rb_{Dt}$ ,  $x = K/Rb_K$   $r_{sp}$ .

Угол наклона прямых (представляющий собой графическое выражение коэффициента распределения) различен.

Согласно термодинамическим расчетам (Intire, 1963), коэффициент распределения микрокомпонента между двумя равновесными твердыми фазами зависит от температуры, давления и состава твердых фаз. Л. В. Овчинников и Н. Ф. Челищев (1967) на основании экспериментов по распределению между биотитом и остаточным раствором и микроклином и тем же раствором приходят также к выводу о зависимости коэффициента распределения от температуры.

Данные настоящей работы противоречат этой точке зрения. Поскольку на каждой прямой расположены точки, соответствующие породам с различной температурой кристаллизации (от 400 до 700° С), можно предположить, что распределение Rb между сосуществующими калишпатами и биотитами гранитоидов не зависит или мало зависит от их температуры кристаллизации. К такому же выводу пришли Ланге и др. (Lange et al., 1966), изучавшие распределение Rb между сосуществующими микроклинами и биотитами в гранитах Новой Англии. П. Р. Витни (Whitney, 1969), изучавший распределение Rb между этими же минералами в метаморфических породах гранулитовой и амфиболитовой фации метаморфизма, наряду с выводом о независимости коэффициента распределения от степени метаморфизма предлагает альтернативу о «переравновесии» в процессе снижения температуры.

Точки, отражающие коэффициент распределения между калиевыми полевыми шпатами и биотитами для исследованных гранитов, образовавшихся в различных фациях глубинности, легли также на одну прямую, поэтому можно предположить, что давление тоже мало влияет на коэффициент распределения Rb между этими минералами. Что же отражает изменение угла наклона прямых, соответствующих коэффициентам распределения Rb в гранитоидах различных регионов, — пока неясно. Согласно Ланге и др. (Lange et al., 1966), он, возможно, определяется давлением газовой фазы. По нашему мнению, это мало вероятно, так как на одну прямую В. Д. Козлова ложатся различные породы дифференцированных серий, во время кристаллизации которых давление газовой фазы изменялось. Возможно, на наклон прямой оказывает влияние содержание других элементов, которые для каждой петрографической провинции специфичны. Этот вопрос требует специальных исследований.

Как видно из рис. 2, линии, отражающие K/Rb отношение в гранитах, пересекаются в одной точке, близкой к началу координат, в то время как прямая, отражающая K/Rb отношение в калишпатах и биотитах метаморфических пород, пересекает ординату далеко от нуля. Возможно, что характер пересечения прямых с осью ординат является критерием

распределения компонентов в системе: идеального — в случае кристаллизации магматических расплавов и неидеального — в случае перекристаллизации при метаморфических процессах.

Коэффициент распределения  $K$  и  $Rb$  между калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами для гранитов Покойницкого массива ниже, чем для гранитов Кевактинского массива. Для различных проб последнего он близок, что, согласно экспериментальным данным (Jiyama, 1968), указывает на равновесность этих минералов. Различие коэффициентов для двух массивов, видимо, определяется условиями их кристаллизации, но температурой или давлением — судить трудно.

В заключение необходимо сказать, что имеющиеся в нашем распоряжении данные, конечно, еще недостаточны, чтобы оценить количественно влияние температуры и давления на распределение между сосуществующими минералами. Однако приведенные материалы, на наш взгляд, убедительно показывают на необходимость дальнейшего изучения коэффициентов распределения и коэффициентов эффективного распределения (концентрации) с целью выявления причин, влияющих на их величину.

#### ЛИТЕРАТУРА

Гордиенко В. В. Концентрации  $Li$ ,  $Rb$  и  $Cs$  в калиевых полевых шпатах и мусковитах как критерий прогнозной оценки редкометалльного оруденения гранитных пегматитов. Зап. Всес. минер. об-ва., ч. 99, вып. 2, 1970.

Горжевский Д. М., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Введение в металлогению эндогенных процессов рудообразования. М., изд-во «Недра», 1965.

Козлов В. Д., Воловикова З. Н., Сवादковская Л. Н. Распределение щелочных элементов, свинца, цинка и фтора в биотитах палеозойских гранитоидов Восточного Забайкалья. В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., изд-во «Наука», 1965.

Козлов В. Д., Клепикова Е. А., Сवादковская Л. Н. Распределение рубидия и свинца в калиевых полевых шпатах гранитоидов в процессе магматической дифференциации и метасоматических изменений. В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. М., изд-во «Наука», 1965.

Лебедев В. И. Энергетические и размерные закономерности изоморфизма в минералах. В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., изд-во «Наука», 1967а.

Лебедев В. И. Магматический процесс кристаллизации в свете кристаллохимии и геоэнергетики. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1967б.

Мануйлова М. М., Петров Л. Л., Рыбакова М. М., Соколов Ю. М., Шамакин Б. М. Закономерности распределения щелочных элементов и бериллия в минералах пегматитов Северо-Байкальского пегматитового пояса. Геохимия, № 4, 1966.

Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. Физматгиз, 1960.

Овчинников Л. В., Челышев Н. Ф. О статистико-вероятностной оценке физико-химических условий минералообразования. Геохимия, № 11, 1967.

Перчук Л. Л. Зависимость коэффициента распределения кальция между сосуществующими амфиболами и плагиоклазами от температуры. ДАН СССР, т. 169, № 6, 1966.

Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., изд-во «Наука», 1970.

Рябчиков И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., изд-во «Наука», 1965.

Сретенская Н. Г. Экспериментальное исследование распределения рубидия, таллия и свинца в системе калиевой полевой шпат—вода. В кн.: Экспериментальные исследования в области минералогии и геохимии редких элементов. М., изд-во «Наука», 1967.

Ставров О. Д. Геология месторождений редких элементов. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Ставров О. Д. Рубидий — индикатор процесса дифференциации гранитных магм. Сов. геол., № 6, 1966.

Таусон Л. В. Влияние структуры минералов на изоморфные замещения в силикатных изверженных горных породах. Геохимия, № 8, 1958.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Челищев Н. Ф. Экспериментальное изучение распределения микроколичеств редких щелочных металлов между калиевыми минералами гранитов и водными растворами при повышенных температурах и давлениях. ДАН СССР, т. 175, № 5, 1967.

Jiyama J. T. Etude experimentale de la distribution d'elements en traces entre deux Feldspaths potassique et plagioclase coexistante. I Distribution de Rb, Cs, Sr. Bull. Soc. Franc. Miner. et Crist., t. 91, № 2, 1968.

Lange J. M., Reynolds R. C., Liou J. B. K/Rb ratios in coexisting K-feldspaths and biotites of New England. Chemical geology, v. 1, № 4, 1966.

McIntire W. L. Trace element partition coefficients a review of theory and applications to geology. Geochim. et Cosmochim. acta, v. 27, № 12, 1963.

Whitney P. R. Variations of the K/Rb ratios in migmatitic paragneisses of the Northwest Adirondacks. Geochim. et Cosmochim. acta, v. 33, № 10, 1969.

Ю. Б. МАРИН, Б. Д. ЭФРОС

## О ЖИЛЬНЫХ ГРАНИТАХ И ПЕГМАТИТАХ БОРОВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Боровской массив один из наиболее известных и интересных гранитных интрузивов Северного Казахстана. Изучением его занимались все исследователи, сталкивавшиеся с вопросами расчленения и выделения интрузивных комплексов среди каледонских гранитоидов Северного Казахстана (Кропоткин, 1948; Билибина, 1953; Коптев-Дворников, 1953; Смыслов, 1958; Семенов, Смыслов, 1963; Подольский, 1963; Елисеева, 1966). Боровской массив уже давно признан своеобразным эталоном для одного из этих комплексов — комплекса нормальных биотитовых гранитов, даже названного по имени массива боровским (Кропоткин, 1948; Билибина, 1953). Широко известны и пегматиты Боровского массива, которые разрабатывались старателями еще с начала XIX в. Минералогия пегматитов освещена в оригинальной работе П. Л. Драверта (1930), в то время как, по справедливому замечанию В. С. Коптева-Дворникова, «геология боровских пегматитов не изучена с достаточной полнотой. . . их детальное изучение представляет интерес» (Коптев-Дворников, 1953, стр. 511).

Авторами<sup>1</sup> в 1963—1966 гг. были собраны материалы, позволяющие по-новому осветить некоторые спорные вопросы геологии Боровского массива, в особенности касающиеся возрастного положения, закономерностей размещения и внутреннего строения тел жильных гранитов и пегматитов этого массива. Поэтому ниже после краткой геологической характеристики массива основное внимание акцентируем именно на этих вопросах.

Боровской массив, имеющий в плане овальную, несколько вытянутую в северо-западном направлении форму, с поперечником 16—18 км и площадью около 340 км<sup>2</sup> (рис. 1, см. вклейку), располагается в пределах восточного окончания Кокчетавского антиклинория. Он занимает секущее положение по отношению к сложно дислоцированным и интенсивно метаморфизованным отложениям докембрия и нижнего кембрия, образующим в этом районе вытянутые в северо-восточном направлении структуры II порядка: Кумдыколь-Щучинскую антиклинальную зону и примыкающие к ней с северо-запада Майбалыкскую, а с северо-востока и востока — Балыктинскую синклинальные зоны (Жуков, 1965). Вмещающие интрузив породы представлены гнейсами, амфиболитами, разнообразными метаморфическими сланцами, кварцитами нижнего протерозоя, в меньшей степени эффузивами нижнего кембрия и пр. Контакты Боровского массива — ак-

<sup>1</sup> При участии Е. П. Афанасьевой, С. М. Бескина, Г. Я. Гутцайт, В. Б. Лекуха, В. А. Смирновой и Е. В. Шамоной.

тивные, интрузивные, лишь на севере и северо-западе установлен тектонический характер контактов. Вмещающие породы подверглись контактовому метаморфизму с образованием пироксено-плагиоклазовых, кварцево-биотитовых, пироксено-биотитовых, биотито-андалузитовых роговиков и кварцево-эпидотовых пород. Ширина контактового ореола варьирует от первых десятков метров на севере до 3000 м на юго-востоке. На основании общегеологических данных и данных абсолютного возраста большинством исследователей признан верхнесилурийско-нижнедевонский возраст интрузива (Семенов, Смыслов, 1963; Елисеева, 1966).

Боровской массив имеет четко выраженное кольцевое строение (рис. 1), обусловленное закономерным расположением нескольких фазовых и фациальных разновидностей биотитовых и биотито-роговообманковых гранитов и мелкозернистых лейкократовых и аляскитовых гранитов. Центральная гипсометрически пониженная часть массива образована крупнозернистыми, иногда слабо порфиroidными, сравнительно равномернозернистыми биотитовыми (с роговой обманкой) гранитами собственно интрузивной фазы боровского комплекса. Среди них нами выделены породы двух фаций — главной и эндоконтактовой. Породы эндоконтактовой фации, представленные неравномерно крупнозернистыми до среднезернистыми порфиroidными биотитовыми и биотито-роговообманковыми гранитами, имеют явно подчиненное распространение. Они приурочены к контакту со среднезернистыми биотитовыми и биотито-роговообманковыми гранитами, образующими внешнее (гористое) «кольцо» Боровского массива. До недавнего времени не было ясного представления о положении среднезернистых гранитов «кольца» в схеме образования массива. Часть исследователей (Коптев-Дворников,<sup>2</sup> 1953) относила среднезернистые граниты кольца к эндоконтактовым разностям крупнозернистых гранитов центра, другие — Г. Н. Байдашвили, А. М. Подольский — считали их производными дополнительной фазы (Подольский, 1964). Подобное разногласие объяснялось тем, что непосредственных указаний на резкие контакты между среднезернистыми и крупнозернистыми гранитами не было. Постепенные же переходы между этими породами могли быть установлены в ряде мест в силу особенностей взаимоотношений собственно интрузивной и дополнительной фаз (Коптев-Дворников, 1952), учитывая большую возможность контактирования среднезернистых гранитов с эндофациальными (ныне установленными нами) разностями крупнозернистых гранитов, т. е. пород очень сходных по структурным особенностям и минеральному составу (табл. 1). В 1963 г. во время совместного маршрута авторов с Г. Н. Байдошвили и В. М. Шульгой в северной части массива, к северо-западу от пика «Игла», был прослежен резкий интрузивный контакт среднезернистых гранитов с крупнозернистыми, что окончательно решило вопрос в пользу выделения среднезернистых гранитов в дополнительную фазу боровского комплекса. К представителям боровского комплекса отнесены также мелкозернистые биотитовые граниты и аплиты — жильные породы I этапа, ограниченно распространенные и не имеющие практически никакого значения в строении Боровского массива.

Таким образом, в соответствии с распространенными в Казахстане представлениями о структуре и строении интрузивных комплексов (Коптев-Дворников, 1952; Обзор. . . , 1963, Бескин, Марин, 1972) развитие комплекса биотитовых гранитов Боровского массива представляется вполне закономерным и законченным.

Совершенно особое место в строении Боровского массива занимают, по нашему мнению, мелкозернистые лейкократовые и аляскитовые гра-

<sup>2</sup> В последнее время В. С. Коптев-Дворников считал среднезернистые граниты Боровского массива производными дополнительной фазы.

## Количественный минеральный состав (в %) и некоторые структурные особенности гранитоидов

Комплекс	Фаза	Фация	Число подсчетов	Кварц	Плагиоклаз		Калишпат		Биотит	Роговая обманка	Акцессорные	Средний размер зерен, мм	Структура
					содержание	Ап, %	содержание	наименование					
Боровской	Собственно интрузивная	Главная	11	$\frac{30.1}{27-34}$	$\frac{27.4}{22-23}$	24—32	$\frac{35.2}{29-41}$	$Or_{II}$ -пертит, редко решетчатый $Mi$	$\frac{4.8}{3.5-7.0}$	$\frac{1.2}{0-3.0}$	$\frac{1.3}{0.8-1.7}$	5.5—7	Равномернозернистая, иногда порфириовидная, гишидоморфнозернистая
		Эндоконтактовая	5	$\frac{30.2}{26-34}$	$\frac{27.1}{22-32}$	26—34	$\frac{35.5}{30-42}$	$Or_{II}$ , редко $Or_{V}$	$\frac{4.6}{3.5-6.5}$	$\frac{1.3}{0.1-3.5}$	$\frac{1.3}{0.8-1.7}$	4—5	Неравномернозернистая, обычно порфириовидная, гишидоморфнозернистая
	Дополнительная	Главная	7	$\frac{31.6}{28-35}$	$\frac{23.9}{21-28}$	22—28	$\frac{37.8}{35-41}$	$Or_{II}$	$\frac{4.4}{3.5-6.0}$	$\frac{1.2}{0-3.0}$	$\frac{1.1}{0.8-1.4}$	3.5—4	Равномернозернистая, редко слабопорфириовидная, гишидоморфнозернистая
		Эндоконтактовая	3	$\frac{31.6}{28-35}$	$\frac{23.6}{21-28}$	24—30	$\frac{38.0}{36-41}$	$Or_{II}$ , редко $Or_{V}$	$\frac{4.5}{3.5-6.0}$	$\frac{1.2}{0-3.0}$	$\frac{1.1}{0.8-1.4}$	3—3.5	Неравномернозернистая, часто порфириовидная, гишидоморфнозернистая
		Гибридная	10	$\frac{30.5}{26-33}$	$\frac{30.1}{26-34}$	28—34	$\frac{30.3}{25-35}$	То же	$\frac{4.7}{4-7}$	$\frac{3.1}{1-5.5}$	$\frac{1.3}{0.9-1.8}$	3—3.5	То же
	Жильная (I этапа)	—	3	$\frac{32.1}{30-35}$	$\frac{23.6}{21-27}$	20—28	$\frac{38.9}{36-42}$	$Or_{II}$ , реже $Or_{II'}$ . Редко решетчатый $Mi$	$\frac{4.1}{3.5-5.0}$	$\frac{0.2}{0-0.5}$	$\frac{1.1}{0.8-1.5}$	0.5—1	Равномернозернистая, иногда слабо порфириовидная, гишидоморфнозернистая, гранулитовая
Балкашинский	Жильная (I этапа)	—	21	$\frac{36.1}{34-40}$	$\frac{21.6}{16-26}$	6—16	$\frac{41.3}{35-49}$	Решетчатый $Mi$ и $Mi$ -пертит ( $Mi_{II}$ и $Mi_{M}$ )	$\frac{1.3}{0.1-3.0}$	—	$\frac{0.7}{0.3-1.1}$	0.5—1	Равномерно- и неравномернозернистая, нередко порфириовидная и порфириобластовая, аллотриоморфнозернистая, гранулитовая, микропегматитовая, аплитовая
	Среднее из разных массивов	—	50	37.2	14.0	4—14	47.5	То же	0.8	—	0.5	То же	То же

Примечание. Над чертой — среднее содержание, под чертой — пределы колебаний.  $Or_{II}$ ,  $Or_{II'}$ ,  $Or_{V}$  — соответственно промежуточный, низкий и высокий триклинный ортоклаз;  $Mi_{II}$ ,  $Mi_{M}$  — промежуточный и максимальный микроклин.

ниты, достаточно широко развитые в его пределах (рис. 1). Хорошая обнаженность и расчлененность Боровского массива, наличие карьеров (мелкозернистые граниты используются в качестве строительного камня) дают неплохие возможности для изучения морфологии, строения и особенностей размещения тел мелкозернистых гранитов. Отчетливо выделяются крупные пологие тела и крутые протяженные дайки. Пологие тела локализованы среди крупнозернистых гранитов центра и, как плащом, прикрывая крупнозернистые граниты, в значительной степени скрадывают их истинное распространение. Крутые дайки пользуются незначительным площадным распространением и преимущественно развиты в среднезернистых гранитах кольца. Наиболее протяженные (до 4 км) и мощные (до 25 м) дугообразные крутые тела мелкозернистых гранитов отмечены на западе и северо-западе массива в зоне контакта среднезернистых и крупнозернистых гранитов. В ряде участков наблюдались сочленения пологих и крутых тел мелкозернистых гранитов, что свидетельствует о синхронности их образования. Нередко крутые дайки являются апофизами или подводящими каналами для пологих тел. К юго-западу от оз. Борового и в наиболее возвышенных и расчлененных участках центральной части массива установлено сложное многоярусное строение некоторых пологих тел, причем отдельные пласты мощностью до 4—5 м соединены друг с другом крутыми апофизами—каналами. Следует отметить, что основная масса пологих тел мелкозернистых гранитов залегает в интервале до 250 м от былой поверхности массива,<sup>3</sup> образуя «стратифицированные» горизонты.

Внутреннее строение тел лейкократовых и аляскитовых гранитов довольно разнообразно. Крутые дайки обычно более просты, они образованы аплитовидными, мелкозернистыми гранитами или мелкозернистыми порфировидными гранитами, причем в одной дайке иногда встречаются все указанные разновидности. Пластовые тела более интересны. Основная масса их слагается тремя перечисленными разновидностями, сменяющими друг друга в разрезе, а иногда и по простиранию. В некоторых пластовых телах встречаются мелко-неравнозернистые, мелко-среднезернистые лейкократовые граниты, насыщенные пегматоидно-блоковыми и графическими шпировидными обособлениями, возникающими в процессе перекристаллизации первичных аплитовидных и мелкозернистых гранитов. Путем перекристаллизации первичных мелкозернистых порфировидных гранитов, вероятно, возникают густо-крупнопорфировидные (точнее, порфиробластовые) разновидности, образующие иногда своеобразные горизонты, преимущественно в призальбандовых частях пологих тел, чаще в их височном боку. Небезынтересно отметить, что возле пологих и крутых тел лейкократовых гранитов, в которых в той или иной степени проявлены процессы перекристаллизации, вмещающие биотитовые граниты микроклинизированы (зоны микроклинизации встречаются и без видимой связи с телами лейкократовых гранитов). В зонах микроклинизации серые биотитовые граниты становятся розоватыми до красных,<sup>4</sup> существенно

<sup>3</sup> Это подтверждается проведенными В. А. Смирновой и В. Б. Лекухом по методике В. К. Монича (1957) структурными работами по реставрации кровли массива.

<sup>4</sup> Не следует путать эти зоны покраснения, связанные с явлениями калиевого метасоматоза, с зонами покраснения иного происхождения, нередко встречающимися в пределах Боровского массива. Образование последних связано с явлениями гидротермального метаморфизма (типа гипабиссальной пропилитизации), в процессе которого практически сохраняется первичная структура пород, по биотиту и роговой обманке развивается хлорит, часто с карбонатом и эпидотом, усиливается сосюритизация плагиоклазов, в калиевых полевых шпатах—пелитизация. Окрашивание пород в красный цвет обусловлено пигментацией полевых шпатов тонкодисперсным гематитом или гидроокислами железа, образующимися при разложении темноцветных минералов в процессе изменения пород.

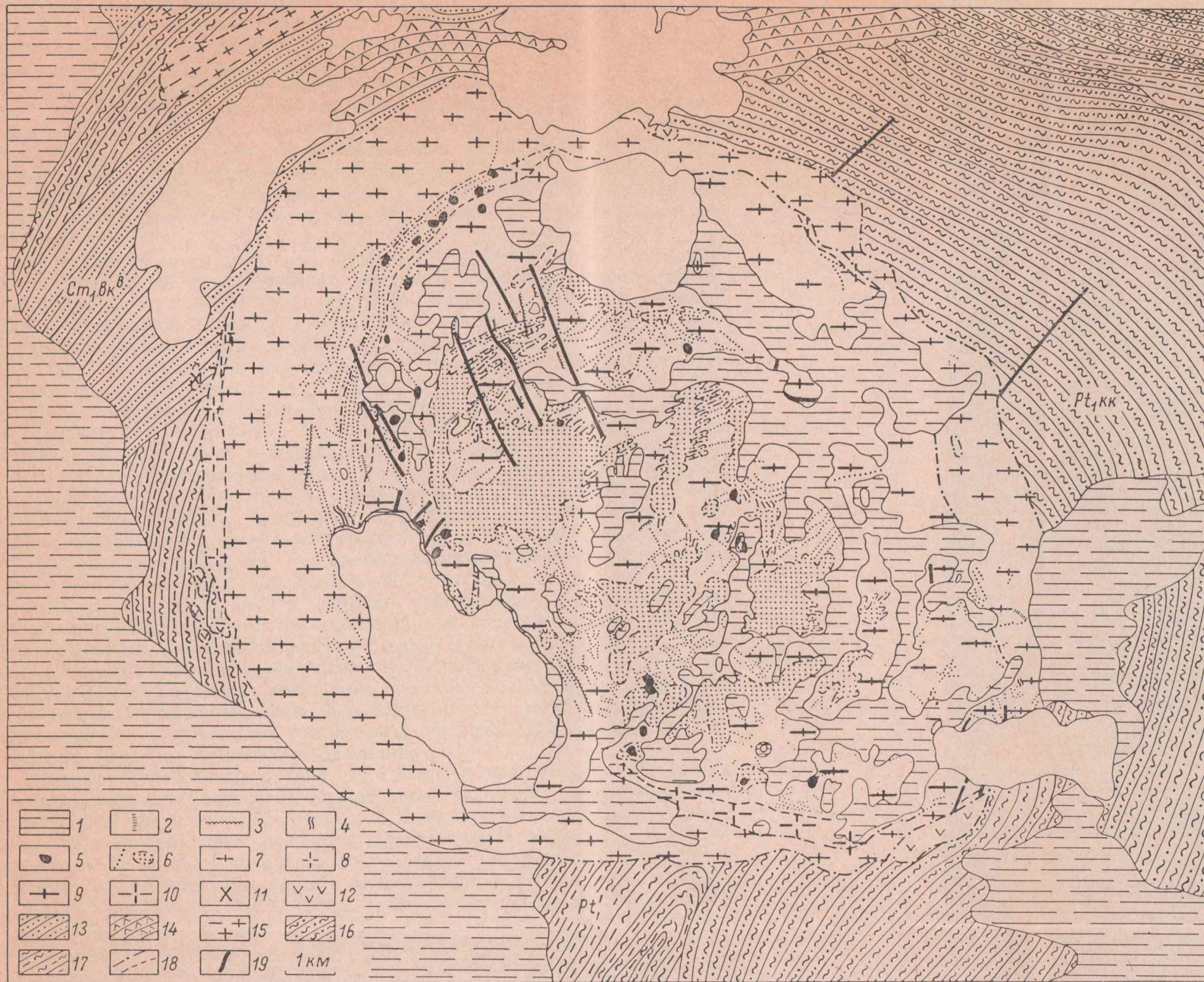


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Боровского массива. Составили Ю. Б. Марин и Г. Я. Гутцайт с использованием материалов З. И. Жильцовой.

1 — четвертичные отложения; балкашинский комплекс: 2 — зоны окварцевания, 3 — диабазы, лампрофиры, 4 — кварцево-флюоритовые жилы, 5 — пегматиты, 6 — мелкозернистые лейкократовые граниты; боровской комплекс: 7 — среднезернистые биотитовые граниты главной фации, 8 — среднезернистые биотито-роговообманковые граниты гибридной фации дополнительной интрузии, 9 — крупнозернистые биотитовые граниты главной фации, 10 — гибридной фации собственно интрузивной фазы; 11 — кварцевые диориты крыкдудукского комплекса; 12 — основные и ультраосновные породы златогорского комплекса; 13 — эффузивно-осадочная подsuite бошекулской свиты нижнего кембрия; 14 — осадочно-эффузивная подsuite бошекулской свиты; 15 — протерозойские гнейсовидные граниты; 16 — кварциты, кварцево-мусковитовые, кварцитовидные сланцы рокчетавской свиты нижнего протерозоя; 17 — слюдяные сланцы, амфиболиты, гнейсы нижнего протерозоя; 18 — границы фазовые и фациальные; 19 — тектонические нарушения.

меняется их минеральный состав (от слабо измененных биотитовых гранитов до вторичных аляскитов, иногда почти до мономинеральных полевошпатовых пород) и их структурные особенности (появляются порфиро-бластовые и пегматоидные разности).

Обычная сопряженность явлений перекристаллизации в лейкократовых гранитах и калиевого метасоматоза в биотитовых гранитах позволяет предположить связь их с одними и теми же растворами. При этом вполне естественно, что растворы, просачивающиеся через лейкократовые граниты, вызывающие перекристаллизацию их, а соответственно находящиеся в равновесии с ними, будут неравновесны по отношению к биотитовым гранитам и приведут к образованию калиевых метасоматитов.

Большинство исследователей относят мелкозернистые лейкократовые и аляскитовые граниты Боровского массива к производным дополнительной (Давиденко, 1964; Подольский, 1964; Елисева, 1966) или жильной (Коптев-Дворников, 1953) фаз боровского комплекса, отмечая, правда, значительное отличие этих пород от типичных представителей боровского комплекса. Эти отличия мелкозернистых гранитов, их специфика были подмечены еще в тридцатых годах А. С. Красильниковым (см. Кропоткин, 1948), относившим на этом основании тела мелкозернистых гранитов к образованиям герцинского тектоно-магматического цикла. Нами высказано предположение о принадлежности мелкозернистых лейкократовых и аляскитовых гранитов Боровского массива к жильным производным «I этапа» другого, более молодого (Марин и др., 1967) средне-верхнедевонского балкашинского комплекса аляскитовых и лейкократовых гранитов, внедрившимся в «чуждые» гранитоиды боровского комплекса. Это предположение базируется как на фактах пересечения лейкократовыми гранитами всех фазовых разновидностей биотитовых гранитов боровского комплекса, так и на резкой разнице минеральных, петрохимических и геохимических особенностей этих пород и аналогии мелкозернистых лейкократовых гранитов Боровского массива, соответствующим породам балкашинского комплекса (в частности, мелкозернистым аляскитам Зерендинского массива, где наибольшим развитием пользуются породы этого комплекса). Остановимся несколько подробнее на сравнительной характеристике лейкократовых и биотитовых гранитов Боровского массива с мелкозернистыми аляскитами Зерендинского.

Данные, приведенные в табл. 1, 2,<sup>5</sup> показывают большую близость минерального и химического составов пород разных фаз боровского комплекса. Все они в основном относятся к нормальным гранитам, и лишь некоторые из гибридных разностей приближаются по составу к гранодиоритам. От ранних производных к поздним несколько увеличивается содержание кварца, калишпата, уменьшается — плагиоклаза, биотита и роговой обманки. В соответствии с этим в том же направлении происходит незначительное увеличение  $\text{SiO}_2$ , щелочей при уменьшении содержания двух- и трехвалентных оснований (характеристики *b* и *c*).

Мелкозернистые граниты относятся к типичным лейкократовым, реже аляскитовым разностям. Они резко отличаются от биотитовых гранитов большим содержанием кварца и калишпата, отчетливо меньшим — плагиоклаза (причем, он явно кислее), биотита, отсутствием роговой обманки. Все это ясно видно и при сравнении химических составов пород (табл. 2). При сравнении мелкозернистых лейкократовых гранитов Боровского массива с мелкозернистыми гранитами из других массивов балка-

<sup>5</sup> Полуколичественные и количественные спектральные анализы выполнялись в лабораториях ВСЕГЕИ, ИМГРЭ и Механобра; химические анализы — в лабораториях ВСЕГЕИ, СЗТГУ и Механобра.

Средний химический состав гранитоидов (в пересчете на 100%)  
и их числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Окислы и число- вые харак- теристики						Окислы и число- вые харак- теристики					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	70.48	71.10	71.96	75.21	75.96	<i>b</i>	4.4	4.3	3.4	2.1	1.6
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.40	0.31	0.14	0.11	<i>s</i>	79.0	79.1	79.9	82.3	82.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.16	14.01	14.01	12.82	12.80	<i>f'</i>	75.8	75.4	76.5	75.0	64.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.08	1.61	1.08	0.78	0.63	<i>m'</i>	22.7	21.5	19.6	21.8	16.0
FeO	2.53	2.05	1.82	1.01	0.58	<i>a'</i>	—	3.1	3.9	—	24.0
MnO	0.05	0.05	0.04	0.03	0.02	<i>c'</i>	1.5	—	—	3.1	—
MgO	0.61	0.56	0.40	0.29	0.16	<i>n</i>	57.0	57.5	57.4	53.5	53.7
CaO	1.68	1.33	1.22	0.81	0.51	<i>t</i>	0.4	0.4	0.3	0.1	0.1
Na <sub>2</sub> O	3.85	3.98	4.08	3.67	3.78		21.2	30.8	27.5	31.3	32.0
K <sub>2</sub> O	4.43	4.50	4.60	4.90	4.96	<i>a/c</i>	6.2	9.3	10.9	16.3	24.8
П. п. п	0.69	0.41	0.48	0.34	0.49	<i>f'/m'</i>	3.3	3.5	3.9	3.4	4.0
<i>a</i>	14.7	15.0	15.3	14.7	14.9	<i>Q</i>	26.7	26.7	27.8	34.3	35.4
<i>c</i>	1.9	1.6	1.4	0.9	0.6						

Примечание. Боровской комплекс: 1 — крупнозернистые биотитовые граниты собственно интрузивной фазы (13 анализов), 2 — среднезернистые биотитовые и биотито-роговообманковые граниты дополнительной фазы (13 анализов), 3 — мелкозернистые биотитовые граниты (жилыные I этапа; 2 анализа); балкашинский комплекс: 4 — мелкозернистые лейкократовые граниты (жилыные I этапа; 15 анализов), 5 — средний состав жильных гранитов из разных массивов (50 анализов). Таблица составлена с использованием данных Г. Н. Байдошвили, Т. В. Билибиной, О. П. Елисейевой, П. Н. Кропоткина.

шинского комплекса при весьма большом тождестве составов обнаруживаются и незначительные отличия. Они сводятся к несколько меньшему содержанию в гранитах Боровского массива кварца, калишпата и большему — плагиоклаза (причем, он несколько более основной) и биотита. Представляется, что эти отличия вполне естественны для жильных гранитов, залегающих в чуждых (не материнских) гранитоидах. Отчасти они могут быть связаны с некоторой гибридизированностью мелкозернистых лейкократовых гранитов, отчасти с явлениями типа биметасоматоза, протекающими на контактах лейкократовых и биотитовых гранитов. В этих случаях в сторону биотитовых гранитов происходит миграция калия (образуются микроклинизированные разности), а в мелкозернистые лейкократовые граниты привносится небольшое количество кальция, магния, железа, следствием чего является некоторое увеличение в них содержания плагиоклаза, биотита и магнетита при соответствующем уменьшении калишпата.

Достаточно наглядно необходимость отнесения мелкозернистых лейкократовых гранитов к производным балкашинского комплекса видна и при рассмотрении акцессорной минерализации пород Боровского массива. Наиболее характерными минералами биотитовых гранитов являются сфен, апатит, циркон, ортит, менее характерны ильменит, флюорит, торит; мелкозернистых лейкократовых гранитов — цирколит, флюорит, ильменит, монацит, торит, менее характерны и реже встречаются фергусонит (Елисейева, 1966), касситерит, апатит, т. е. в целом ассоциация акцессорных минералов лейкократовых гранитов очень характерна для типичных представителей балкашинского комплекса (Марин и др., 1967). Магнетит содержится в лейкократовых гранитах в количествах, в 3—4 раза меньших по сравнению с биотитовыми гранитами. Цирконы лейкократовых гранитов по всем своим основным свойствам резко отличаются от цирконов из биотитовых гранитов (табл. 3).

Не менее четкие различия между лейкократовыми и биотитовыми гранитами устанавливаются и при рассмотрении качественных и количест-

## Характерные особенности цирконов из гранитоидов

Порода	Цвет	Габитус	Огранка	Основные формы	Поверхность и качество граней	Прозрачность	Трещиноватость	Размеры	$l/d$	ZrO <sub>2</sub> /HfO <sub>2</sub>	Примечание
Биотитовые граниты	Желтый, желтовато-розовый и желтовато-бураватый	Призматический, реже длинно- и короткопризматический	Сравнительно простая	{110} и {111}, реже {100}, {331}, {311}	Нередко матовые, иногда блестящие; на гранях призмы следы растворения: струйчатые ямки, бугорки, канавки	Несколько замутненные, полупрозрачные, очень редко мутные	Слабо трещиноватые	Десятые доли, редко до 0.8—0.9 мм	3.0—4.0	45—50	
Мелкозернистые лейкократовые и аляскитовые граниты	Желтовато-бурый, буровато-коричневый, темно-красный, буровато-белый	Короткопризматический и бипирамидальный, редко призматический	Простая	{110} и {111}, редко {100}	Обычно матовые; покрыты ямками, бороздками; очень хорошо выражены следы растворения	Обычно непрозрачные	Сильно трещиноватые	До 1 мм	1—1.8	33—38	Передки метамиктные разности

Таблица 4

## Некоторые геохимические особенности гранитоидов

Порода	Характерные элементы-примеси	F, %	T, %	R, %	$\frac{F}{\Sigma k}, \%$	$\frac{T}{\Sigma k}, \%$	$\frac{R}{\Sigma k}, \%$	$\frac{Al \cdot 10^{-3}}{Ga}$	$\frac{Mn \cdot 10^3}{\Sigma Fe}$	$\frac{Ba \cdot 10^3}{K}$	$\frac{Nb \cdot 10^3}{Ti}$	$\frac{Th}{U}$
Биотитовые граниты	Cu, Zn, Ni, V, Mn, Ti, Sr, Ba, Zr	0.0138	0.134	0.024	8.1	78.0	13.9	3.7	15	15.1	4.2	5.1
Мелкозернистые лейкократовые граниты	Nb, TR, Be, Pb, Sn, Zr, U, Th, F	0.0046	0.073	0.028	4.4	69.1	26.5	3.1	22	7.6	16.0	3.9
Лейкократовые и аляскитовые граниты балкашинского комплекса Зерендинского массива	Nb, Ta, Sn, TR, Be, Mo, Pb, U, Th, F, B, Zr	0.0043	0.066	0.028	4.4	67.1	28.5	3.0	28	6.9	16.6	3.8

Примечание. Геохимические коэффициенты даны по Н. Н. Амшинскому (1964): F — сумма элементов группы железа — Cr, Ni, Co, V; T — сумма рассеянных породообразующих элементов — Sr, Ba, Ga, B; R — сумма содержаний La, Y, Yb, Nb, Li, Be, Zr;  $\Sigma k = F + T + R$ . Таблица составлена с использованием данных Г. Н. Байдошвили, И. М. Остафийчук, А. А. Смыслова, А. М. Подольского.

венных особенностей в распределении элементов-примесей как в породах (табл. 4), так и в отдельных минералах из этих же пород (табл. 5). С другой стороны, из табл. 4, 5 видна значительная близость геохимических особенностей мелкозернистых лейкократовых гранитов Боровского массива жильным гранитам балкашинского комплекса Зерендинского массива.

Таблица 5

Некоторые особенности распределения элементов-примесей в минералах гранитоидов

Породы	Полевой шпат					Биотит				
	Be	Nb	Ni	Pb	Sr/Ba	Pb	Be	Nb	Y	Sn
Биотитовые граниты	0.0006	0.0004	0.001	0.003	1	0.03	0.0003	0.01	0.001	0.002
Мелкозернистые лейкократовые граниты	0.001	0.0008	0.0006	0.01	1.6	0.1	0.001	0.02	0.01	0.02
Лейкократовые и аляскитовые граниты балкашинского комплекса Зерендинского массива	0.001	0.0006	0.0008	0.006	1.5	0.1	0.001	0.03	0.01	0.03

Таблица 5 (продолжение)

Породы	Магнетит									Флюорит
	Ti	V	Cr	Ni	Ba	Pb	Sn	Nb	Y	ΣTR
Биотитовые граниты	2.4	0.06	0.003	0.006	0.3	0.003	—	0.003	0.003	0.65
Мелкозернистые лейкократовые граниты	1.0	0.02	—	0.003	0.01	0.01	0.003	0.02	0.01	1.35
Лейкократовые и аляскитовые граниты балкашинского комплекса Зерендинского массива	1.3	0.02	—	0.002	0.01	0.01	0.003	0.02	0.01	1.5

Примечание. Таблица составлена с учетом данных Г. Н. Байдошвили и А. М. Подольского.

Таким образом, различия, установленные между мелкозернистыми лейкократовыми гранитами и биотитовыми гранитами боровского комплекса выходят за рамки различий, возможных между производными различных фаз в пределах единого интрузивного комплекса. С другой стороны — значительная близость мелкозернистых лейкократовых и аляскитовых гранитов Боровского массива к типичным представителям аляскитового балкашинского комплекса, позволяет с определенной уверенностью отнести их к жильным производным «I этапа» этого комплекса, внедрившимся в чуждые гранитоиды боровского комплекса.

Еще в 1961 г. З. И. Жильцова высказывала предположение, что основная масса аляскитов интродировала по круто наклоненным к западу дугообразным в плане трещинам, развитым вдоль границы среднезернистых гранитов «кольца» и крупнозернистых гранитов центральной части Боровского массива, а затем распространялась к востоку и юго-востоку по

системам пологих трещин в области эндоконтакта интрузива биотитовых гранитов. Таким образом, в западной части массива сформировались протяженные, криволинейно изогнутые дайки, а в центральной — многоярусные пластовые залежи, соединяющиеся редкими проводниками.

В тесной пространственной и генетической связи с телами мелкозернистых лейкократовых и аляскитовых гранитов находятся и все известные в Боровском массиве пегматитовые образования. Основная закономерность в их размещении заключается в том, что наибольшее

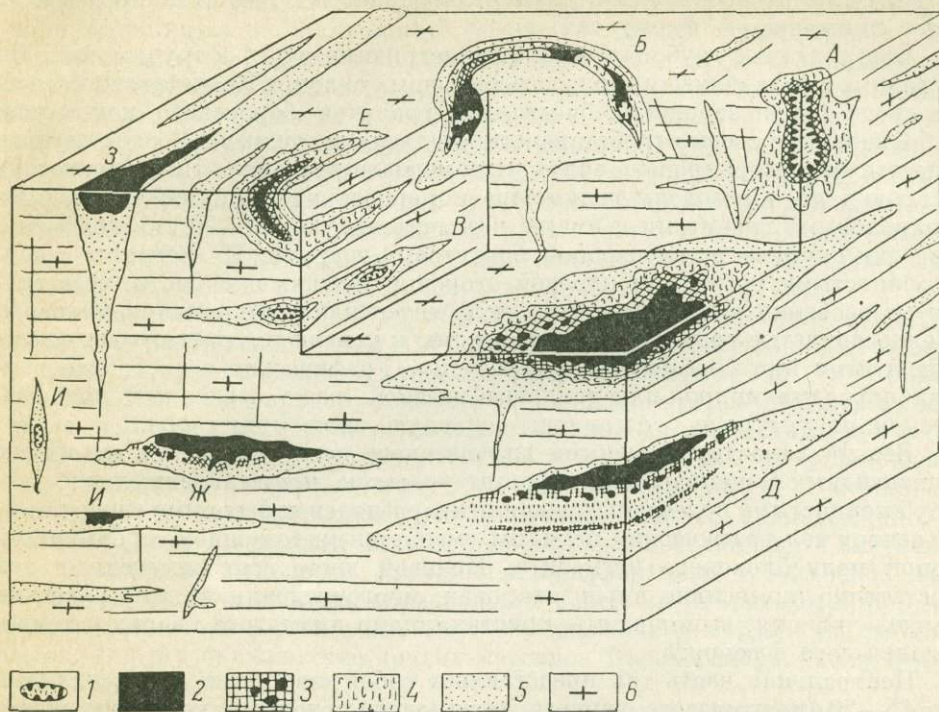


Рис. 2. Примеры различных пегматитовых тел Боровского массива (блок-схема).

1 — минерализованная полость, 2 — кварцевое ядро, 3 — блоковая порода, 4 — графический пегматит, 5 — мелкозернистый лейкократовый гранит балкашинского комплекса, 6 — биотитовые граниты боровского комплекса.

Занорышевые пегматитовые тела: А — изометричные, В — линзовидные в штоке, В — в дайке мелкозернистых гранитов; полнозональные: Г — линзовидные, Д — уплощенно-линзовидные, «слоистые», Е — дугообразные линзовидные; Ж — уплощенно-линзовидные, переходные между порфиробластовыми и силекситовыми; З — «батонобразный» силексит в дайке; И — мелкие шпильки в крутых и пологих дайках мелкозернистых лейкократовых гранитов.

количество тел располагается на западе массива вдоль восточного подножия хребта Кокчетау в области развития крутых даек мелкозернистых гранитов. Отдельные пегматиты находятся в центре массива, где широко развиты пластовые залежи, реже штоки мелкозернистых лейкократовых гранитов.

По особенностям внутреннего строения среди пегматитов Боровского массива можно выделить, согласно принятой классификации (Бескин, Эфрос, 1969), тела четырех групп, причем преобладают тела 1-й («занорышевые») и 2-й («полнозональные») групп. Несколько реже встречаются пегматиты 3-й («порфиробластовые»), редко 4-й («силекситы») групп.

Морфология пегматитовых тел в известной степени зависит от особенностей геологической обстановки (рис. 2), в которой происходит их фор-

мирование. Так, в западной части массива, в дугообразных дайках мелкозернистых гранитов, насыщенных графическими и пегматоидными шлирами, находится значительное количество мелких (до 0.5—1 м) пегматитов. В непосредственной близости от них локализованы и более крупные трубообразные (до  $1.5 \times 3 \times 10$  м) и изометричные (до 5 м в поперечнике) занорышевые тела 1-й группы. В центральных же частях интрузива, среди пластовых «стратифицированных» тел мелкозернистых гранитов более характерны крупные уплощенные полнозональные пегматиты 2-й группы. Занорышевые пегматиты здесь редки, причем приуроченность их к пластовым или штокообразным телам мелкозернистых гранитов предопределяет линзовидную форму тел.

Вертикальные трубообразные и изометричные тела 1-й группы, локализованные в виде цепочки вдоль юго-восточных склонов Кокчетавского хребта среди крупнозернистых биотитовых гранитов боровского комплекса, в большинстве своем отработаны старательскими копами.<sup>6</sup> В ряде случаев удается реконструировать облик этих пегматитовых тел. Периферические оторочки их образованы мелко-неравнозернистыми лейкократовыми миароловыми гранитами и имеют незначительную (10—20 см) мощность; нередки апофизы во вмещающие биотитовые граниты. На контакте с мелкозернистыми гранитами краевой оторочки вмещающие биотитовые граниты (особенно в лежащем боку тел) интенсивно микроклинизированы. Мелкозернистые граниты по направлению к центру тел сменяются гранит-пегматитом или графическим пегматитом. Графическая зона, образованная породами микро- или тонкографической, реже средне-крупнографической структурами, составляет основную часть таких тел.

Весьма характерной чертой графического пегматита является обилие линзовидных и неправильной формы участков, представленных крупно-грубозернистыми полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми агрегатами. К центру тел графический пегматит сменяется маломощной, прерывистой зоной мелкоблокового пегматита. Полевой шпат всех отмеченных зон достаточно интенсивно альбитизирован; многочисленны мелкие пустотки выщелачивания, выполненные кристалликами дымчатого кварца и темно-фиолетового флюорита.

Центральная часть тел представляет собой «занорыш» с кристаллами (до 15—20 см) дымчатого, черного, реже золотистого и амethystового кварца, нараставшими на стенках полостей. Кроме кристаллов кварца в полостях присутствуют микроклин, альбит, флюорит, турмалин, мусковит, хлорит, иногда топаз, циртолит и др. (детально описаны П. Л. Дравертом, 1930).

Занорышевые пегматиты, локализованные в пластовых телах мелкозернистых гранитов, отмечены в юго-западной части массива. Линзовидные пегматитовые тела (до  $2 \times 15$  м) образованы письменным гранитом и породой мелкоблоковой структуры и приурочены к центральным или верхним частям залежи мелкозернистых гранитов. В осевых частях некоторых линз располагались щелевидные и более неправильные минерализованные полости с кристаллами мориона. Крупнозернистые биотитовые граниты, прорываемые пластовым телом мелкозернистых гранитов, интенсивно микроклинизированы вдоль контакта и по широким вертикальным зонам. Мелкозернистые лейкократовые граниты «залежи» достаточно интенсивно перекристаллизованы, местами альбитизированы и насыщены пустотками выщелачивания.

Пегматитовые тела 2-й группы подразделяются на пегматиты (рис. 2), залегающие в пластовых телах мелкозернистых гранитов и имеющие

<sup>6</sup> В эту группу относятся пегматиты «Топазовых ям», копей «Высокой», «Двукопечного кварца», «Лучистого шерла», «Дымчатых струганцев» и др. (названия копей даны по П. Л. Драверту, 1930).

форму уплощенных линз ( $1.5-4 \times 15-20$  м), и пегматиты, расположенные в штоках и крутых дайках и являющиеся обычно крутопадающими линзами ( $2 \times 3-4 \times 9-12$  м). Особое место занимают единичные тела, локализованные в местах сочленения пологих залежей с крутыми апофизами. Пегматитовые тела рассматриваемой группы характеризуются зональным строением со следующим обычным набором в той или иной степени выраженных зон: гранит-пегматит, достаточно однообразный графический пегматит, блоковая и (или) полевошпатовая порода и кварцевое ядро. Зона графического пегматита нередко имеет прерывистый характер, в пологих телах обычно отмечается лишь в низах тел (рис. 2); кварцевое ядро доминирует в большинстве (особенно крутых) пегматитовых тел. Гидротермальная переработка пегматитовых пород тел 2-й группы (и вмещающих гранитов) проявлена значительно слабее, нежели в занорышевых пегматитах. Она сводится к альбитизации и серитизации полевого шпата и слабому развитию процессов выщелачивания. В ряде пегматитовых тел (в основном пологих линз) установлены хрусталеносные полости, приуроченные к наиболее измененным участкам блоковой (полевошпатовой) породы на контакте ее с кварцевым ядром (чаще в подъядерной части). Полости имеют линзовидную или щелевидную форму и занимают явно секущее положение по отношению к зонам пегматитовых тел.

Пегматитовые тела 3-й группы сравнительно немногочисленны, невелики по размерам, связаны с пологими телами мелкозернистых гранитов и сами характеризуются уплощенно-линзовидной формой. Образованы эти тела блоковой породой, реже кроме блоковой породы отмечается кварцевое ядро (рис. 2). Процессами гидротермальных изменений тела затронуты очень слабо, хрустальной минерализации в них не установлено.

Существенно кварцевые тела 4-й группы встречаются в небольшом количестве в связи с крутыми дайками мелкозернистых гранитов (рис. 2). Они находятся в северной части Боровского массива, в области затухания крутопадающих кольцевых разломов и приуроченных к ним даек. Тела имеют форму крутых линз, образованы в основном кварцевым ядром, обрамляемым оторочкой породы крупнопегматоидной структуры, и относятся, как и в большинстве других массивов Казахстана, к числу нехрусталеносных.

Заканчивая краткую характеристику пегматитовых образований, можем отметить, что пегматитовые тела Боровского массива обладают целым рядом признаков хрусталеносности, а отдельные пегматиты, в основном 1-й, реже 2-й группы, содержат хрусталеносные полости. В пределах Северного Казахстана хрусталеносные пегматиты известны лишь в массивах лейкократовых и аляскитовых (материнских) гранитов (Марин и др., 1967). Проводя аналогию с пегматитовыми полями крупнейшего пегматитоносного Зерендинского плутона, можем заметить, что пегматиты Боровского массива должны быть отнесены к типу «Г» (Марин, Эфрос, 1968), т. е. пегматитовому полю, формировавшемуся в чуждых гранитоидах. Такие поля нехрусталеносны, а потому пегматиты Боровского массива являются в своем роде исключением из правила. Хрусталеносность пегматитов Боровского массива (равно как и колоссальная насыщенность его жильными аляскитами), видимо, объясняется его благоприятной структурной позицией — близостью к глубинному Александровско-Дороговскому разлому (Кизельватер, Муратов, 1959), который является основной магмаконтролирующей структурой для аляскитов балкашинского комплекса и на юго-западном продолжении которого находится Балкашинский аляскитовый интрузив (в составе гетерогенного Зерендинского плутона) и известное Новоромановское поле хрустале-флюоритоносных пегматитов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Амшинский Н. Н. Некоторые закономерности распределения аксессуарных элементов в гранитоидах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1964.
- Бескин С. М., Марин Ю. Б. Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 101, вып. 2, 1972.
- Бескин С. М., Эфрос Б. Д. Основы классификации пегматитов формаций малых глубин. Тр. ВНИИСИМС, т. XI, 1969.
- Билибина Т. В. К петрохимии и металлогении каледонских интрузий Северного Казахстана. Матер. по эндогенной металлогении Советского Союза, М., 1953.
- Давиденко И. В. Особенности формирования и размещения хрусталоносных пегматитов. Тр. ВНИИСИМС, т. VIII, 1964.
- Драверт П. Л. К минералогии курорта «Боровое» и его окрестностей. Изд-во Зап. Сиб. отд. Геогр. об-ва, 1930.
- Елисеева О. П. Геолого-петрографическая характеристика интрузивных пород центральной части Северного Казахстана. В кн.: Вопросы петрографии Казахстана, т. 1. М., изд-во «Наука», 1966.
- Жуков М. А. Краткая характеристика тектоники и геологической истории Боровского района в Северном Казахстане. Научн. тр. Казахск. политехн. ин-та, сб. 25, Алма-Ата, 1965.
- Кизевальтер Д. С., Муратов М. В. Тектоника северо-восточной окраины Кокчетавского массива (Северный Казахстан). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIV, вып. 2, 1959.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Коптев-Дворников В. С. Боровской массив гранитов. В кн.: Вопросы петрологии и минералогии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Кропоткин П. Н. Тектоника, стратиграфия и металлогения Северного Казахстана. Тектоника СССР, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Марин Ю. Б. О некоторых особенностях распределения и поведения титана в каледонских интрузивных комплексах Северного Казахстана. Геохимия, № 1, 1966.
- Марин Ю. Б., Эфрос Б. Д., Бескин С. М., Афанасьева Е. П. Некоторые особенности выделения хрусталоносных гранитных интрузивов. Зап. ЛГИ, т. LII, вып. 2, 1967.
- Марин Ю. Б., Эфрос Б. Д. Геологическое строение и типы пегматитовых полей Зерендинского плутона. Зап. ЛГИ, т. LV, вып. 2, 1968.
- Монич В. К. Петрология гранитоидных интрузий Баян-Аульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.
- Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Остафійчук І. М. Про поведінку свинцю в процесі формування гранітоїдів другої фази пізньокаледонського магматичного циклу у Північному Казахстані. Вісник КГУ, сер. геол. та геогр., № 7, 1966.
- Подольский А. М. Геохимические и минералогические признаки ниобиеносных гранитов на примере некоторых массивов северо-западной части Центрального Казахстана. В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., изд-во «Недра», 1964.
- Семенов А. И., Смыслов А. А. Петрографические и геохимические особенности гранитоидов Беркутинского массива. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 95, 1963.
- Смыслов А. А. Радиоактивные элементы в изверженных породах Северного Казахстана. Геохимия, № 3, 1958.

В. В. ЗАРУБИН

### О ПРОСТРАНСТВЕННОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ МИНЕРАЛОВ В ЖИЛАХ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЭДИНО (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

В результате наблюдений над пегматитовыми жилами месторождения Тэдино, которые проводились автором с 1963 по 1968 г., были выявлены своеобразные особенности внутреннего строения пегматитовых тел. Большинство жил месторождения (Зарубин, 1969) имеют северо-восточное простирание (СВ 40—80°) и крутое падение под углом 70—90° на юго-

восток. Залегают они в мелкозернистых неяснополосчатых гранато-биотитовых и дистено-гранато-биотитовых гнейсах («хрупких»). По характеру расположения пегматитовые тела часто приближаются к лестничному типу. Значительно меньшее количество жил размещается в среднезернистых четкополосчатых дистено-гранато-биотитовых гнейсах («пластичных»), характеризующихся четко выраженной сланцеватостью. Они имеют залегание, близкое к залеганию вмещающих пород. Простираются их северо-западное и субмеридиональное, падение в направлении падения гнейсов на восток и северо-восток под углами от 40 до 80°.

Для большинства жил северо-восточного простираения в плане отмечается разница их юго-западных и северо-восточных частей. Юго-западные части чаще всего сложены недифференцированным, обогащенным микроклином пегматитом графической и неяснографической структур, содержащим биотит.<sup>1</sup> С продвижением к северо-восточным концам наблюдается усиление степени дифференцированности пегматита, является пегматит пегматоидной структуры с кварцевым ядром. Содержание микроклина и биотита уменьшается или они полностью исчезают. Содержание мусковита возрастает, часто достигая промышленных концентраций. В этом же направлении усиливается степень околожильных изменений вмещающих гнейсов, выражающаяся в их мусковитизации и перекристаллизации. Описание наиболее характерных типов пегматитов, наблюдающихся в жилах месторождения, изложено автором ранее (Зарубин, 1971). В ряде случаев жилы в северо-восточном конце становятся существенно кварцевыми, а плагиоклаз и мусковит остаются только в виде маломощных приконтактных оторочек.

Строение пегматитов в объеме жильного тела детально изучалось автором на четырех «слепых» жилах №№ 171, 172, 180 и 186, которые расположены на небольшом расстоянии одна от другой и находятся в одинаковых геологических условиях (рис. 1). Длина их от 80 до 250 м, протяженность по падению 100—150 м, мощность от 1 до 4 м. Представляют собой крутопадающие плитообразные или уплощенно-линзовидные тела с четкими секущими, чаще прямолинейными контактами. В жильных телах встречаются пережимы с уменьшением мощности до 10—30 см. Это приводит к четковидной форме жил, обычно состоящих из 2—3 четок. Сколовые подгибы гнейсов у жильных полостей большей частью отсутствуют. В ряде случаев они отмечаются на выклиниваниях и пережимах жил и прослеживаются вдоль контактов на расстояние до 10—20 м. Склонение для простых жильных тел не характерно. Лучше оно выражено у четковидных жил, за счет погружения четок на большую глубину в северо-восточном направлении.

Изменение внутреннего строения пегматитовых жил происходит как от контактов к центру жилы, так и вдоль вытянутости ее от юго-западного конца к северо-восточному. Последнее является настолько значительным, что позволяет выделить в жильной полости до 3 типов внутреннего строения пегматита, сменяющихся последовательно в северо-восточном направлении. В каждой жиле между участками, сложенными пегматитами разного строения и соответственно разного слюдо-насыщения, можно провести границы, которые нанесены на продольную проекцию жилы на вертикальную плоскость (рис. 2).

Юго-западные части жил сложены недифференцированным плагио-микроклиновым или микроклино-плагиоклазовым пегматитом графической и неяснографической структур. Характерно присутствие различно

<sup>1</sup> Под дифференцированностью слюдоносных пегматитов понимается степень отделения полевых шпатов от вростков кварца. Наиболее дифференцированным пегматитом считается такой, который сложен пегматоидной (полевошпатовой) зоной и мономинеральным кварцевым ядром.

ориентированных лейстовидных кристаллов биотита. Содержание мусковита не превышает 10—15 кг/м<sup>3</sup>. Мусковит мелкий, размером 1—5 см в поперечнике, располагается обычно в центре жилы и находится в сростании с кварцем, а также часто с биотитом.

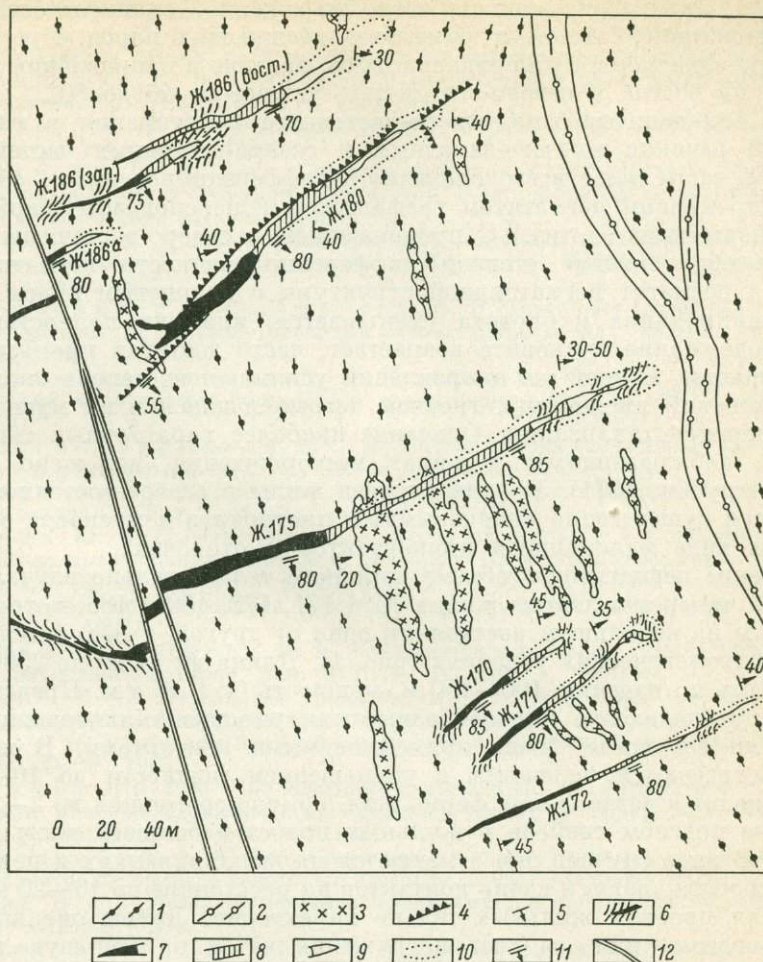


Рис. 1. Геологический план куста пегматитовых жил (170—172, 180, 186) на горизонте +51.6 м. Составлен с использованием материалов Тэддингской ГРП.

1 — мелкозернистые неяснополосчатые гранато-биотитовые гнейсы; 2 — среднезернистые полосчатые дистено-гранато-биотитовые гнейсы; 3 — аплитовидные породы; 4 — дайка микрогаббро-амфиболитов; 5 — угол падения гнейсов; 6 — сколовые подгибы гнейсов вдоль жильной полости; пегматитовые жилы и их части, сложенные: 7 — недифференцированным пегматитом с биотитом, 8 — слабо дифференцированным пегматитом с промышленным мусковитом в центре жилы, 9 — хорошо дифференцированным пегматитом с промышленным мусковитом у контактов; 10 — ореол околожилных изменений гнейсов; 11 — угол падения пегматитовой жилы; 12 — пострудное тектоническое нарушение.

В северо-восточном направлении этот пегматит сменяется слабо дифференцированным пегматитом микроклино-плагиоклазового состава, содержащим мусковит в центральной части жилы, тогда как биотит может находиться в незначительном количестве лишь у ее контактов. Переход между частями жилы, имеющими разное строение, постепенный на интервале в несколько метров. Граница проводилась нами там, где в центре

жила исчезает биотит и вместо него появляется промышленный мусковит. Здесь же обычно появляются пегматоидные выделения полевого шпата. Данная граница обычно параллельна юго-западному контуру выклинивания жильного тела.

Слабо дифференцированный пегматит имеет зональное строение. У контактов располагается зона крупнографического или неяснографического пегматита. В ней, преимущественно у лежащего контакта, встречаются кристаллы биотита. К центру она сменяется зоной пегматоидной структуры и кварцевым ядром. В ряде случаев в виде прерывистой зоны присутствует пегматит петельчатой структуры, располагаясь или перед пегматоидной зоной, или после нее на границе с кварцевым ядром, имеющим в этом случае нечеткие очертания. Промышленный мусковит размещается в пегматоидной зоне, при этом наибольшая концентрация его наблюдается на границе последней с кварцевым ядром. В небольшом количестве он также присутствует в пегматите петельчатой структуры. В случае отсутствия кварцевого ядра промышленный мусковит располагается в гнездах кварц-мусковитового комплекса в центре жилы. Содержание промышленного мусковита в слабо дифференцированном пегматите составляет в среднем от 20 до 50 кг/м<sup>3</sup>.

Интересно, что в случае отклонения падения жильного тела от вертикального мусковит, располагаясь на удалении от контактов, больше концентрируется в лежащем боку жилы, сразу же «под» кварцевым ядром. Кроме того, в лежащем боку, ближе к контакту, довольно часто отмечается прерывистая зона мелкокристаллического кварцево-мусковито-биотитового или кварцево-мусковитового агрегата с размером кристаллов около 0.3—0.5 см. Такое же положение занимают встречающиеся реже сплошные скопления мелкокристаллического мусковита. К центру жилы последний сменяется промышленным.

По мере прослеживания жильного тела в северо-восточном направлении слабо дифференцированный пегматит постепенно переходит в хорошо дифференцированный пегматит кварцево-плаггиоклазового состава, местами с микроклином, характеризующийся в основном пегматоидной структурой и кварцевой осью в центре жилы. Характерно, что этот переход, как и в предыдущем случае, осуществляется без какого-либо изменения формы жилы или изменения положения ее контактов в данном месте. Граница пегматита данного типа проходит довольно круто и в определенной мере повторяет изгибы контура северо-восточного выклинивания жил. Промышленный мусковит содержится в значительном количестве и концентрируется у контактов вплоть до северо-восточного выклинивания тел, тогда как биотит обычно отсутствует. Характерно, что в всячем боку появление мусковита у контакта совпадает с границей пегматита данного типа, тогда как в лежащем происходит ближе к северо-восточному концу жилы. В результате протяженность слюдяной зоны у всячего контакта обычно больше, чем у лежащего. В ряде случаев у последнего ослюденелая зона совсем отсутствует или отмечается только непосредственно перед северо-восточным выклиниванием. С появлением промышленного мусковита у контактов содержание его становится самым высоким в жиле и составляет от 60 до 300 кг/м<sup>3</sup>, увеличиваясь к северо-восточному концу. Кристаллы мусковита часто дорастают от контактов жилы до кварцевого ядра и в этом направлении обычно расширяются.

Зональность по мощности в пегматитах данного типа выражена слабо. Явно преобладает пегматит пегматоидной структуры. Пегматит неяснографической структуры прослеживается в виде маломощной зоны в приконтактных частях или совсем отсутствует. Кроме того, зона кварцевых неяснографических вростков появляется в периферической части индивидов плаггиоклаза у границы с кварцевым ядром. Изменение внутреннего

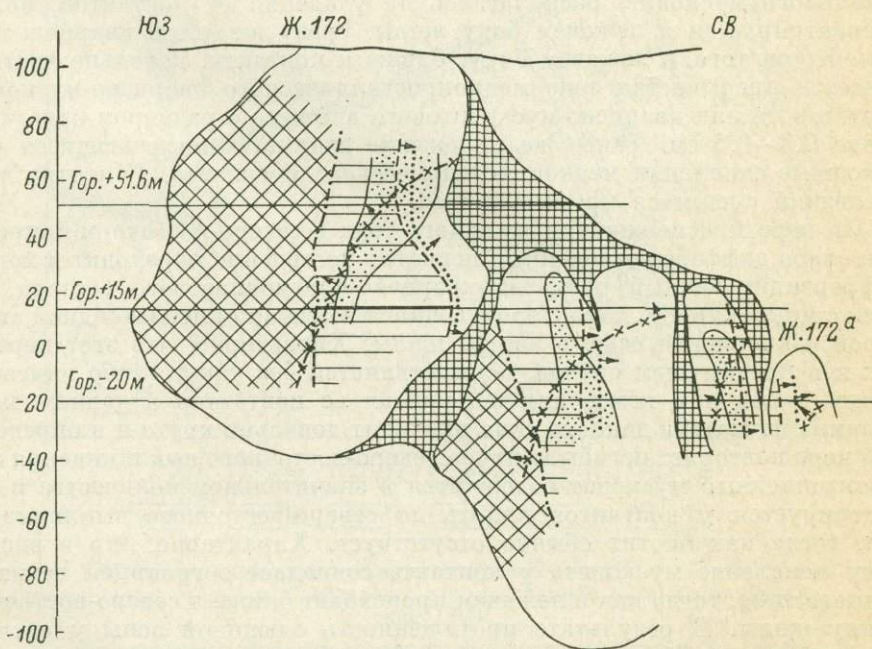
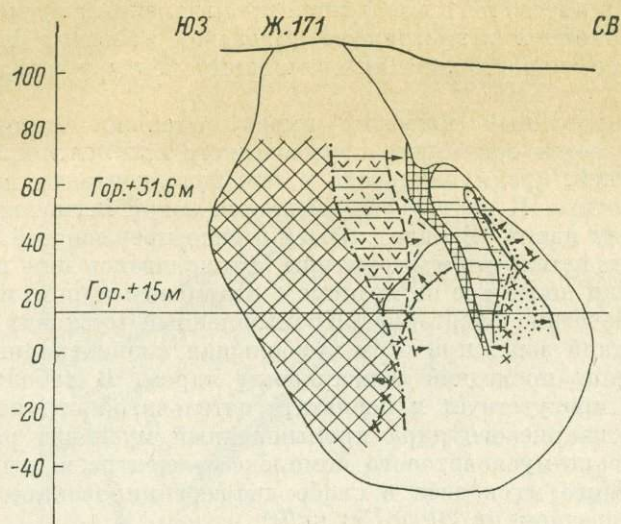


Рис. 2. Внутреннее строение пегматитовых жил (171, 172, 180, 186, 186а) в проекции на продольную вертикальную плоскость. Составлено с использованием материалов Тэдинской ГРП и Чупинского рудоуправления.

1 — контур выклинивания жилы и выход ее на дневную поверхность; 2 — пережимы пегматитовых тел до 0.1—0.5 м мощностью; 3 — недифференцированный пегматит с биотитом; 4 — слабо дифференцированный пегматит с промышленным мусковитом в центре жилы; 5 — хорошо дифференцированный пегматит с промышленным мусковитом у контактов; 6 — кварцевое ядро; границы распределения минерализации; 7 — биотита, распространенного по всей мощности жилы, 8 — мелких кристаллов биотита у лежачего контакта, 9 — мелкокристаллического кварцево-мусковито-биотитового и кварцево-мусковитового агрегата, 10 — промышленного мусковита у вслячего контакта жилы, 11 — промышленного мусковита у лежачего контакта, 12 — микроклина; 13 — направление распространения выделенной минерализации; 14 — пострудное тектоническое нарушение; 15 — номер жилы.

строения и слюдоносности пегматитовых тел на средних по их высоте горизонтах отражено на схематическом плане жилы (рис. 3).

Распределение микроклина характеризуется некоторыми особенностями по сравнению с размещением пегматитов разных типов в объеме жильного тела. Этот минерал располагается в центральной зоне или во-

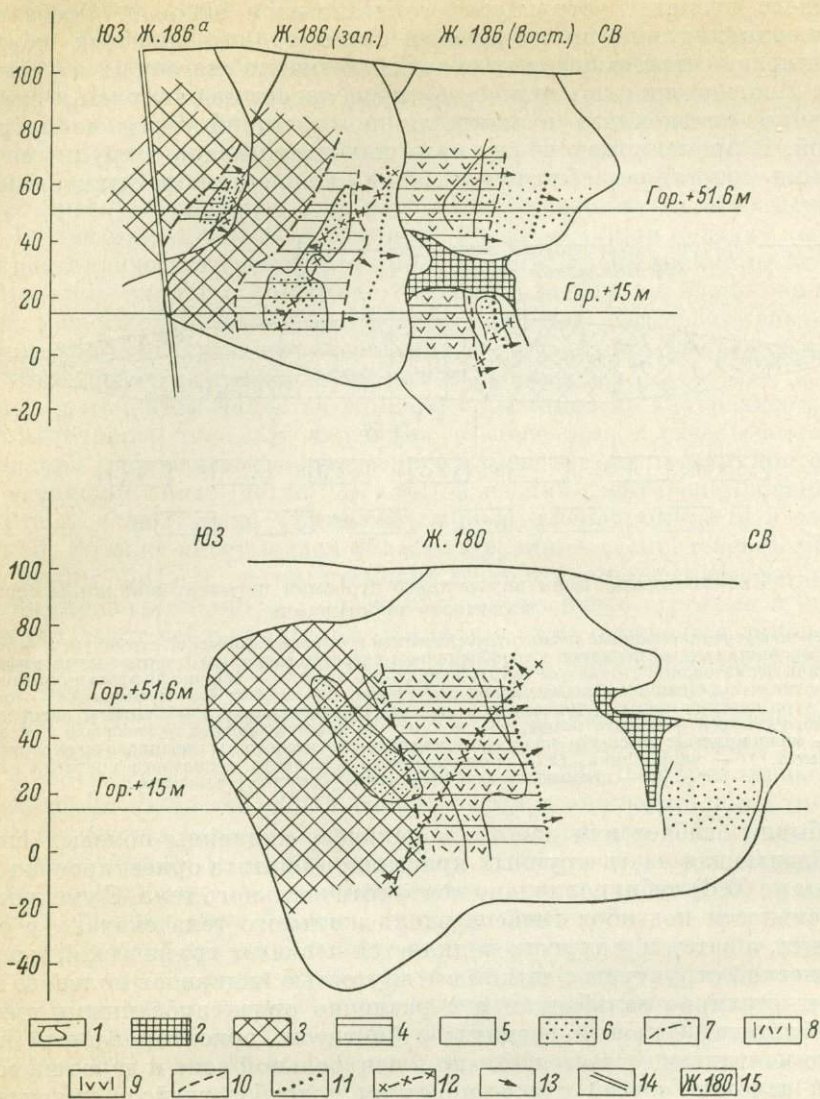


Рис. 2 (продолжение).

круг кварцевого ядра, больше тяготея к лежащему боку. При этом в продольном сечении жильного тела область нахождения микроклина смещена к его юго-западной и верхней частям, часто занимающим половину или  $\frac{2}{3}$  жилы. В северо-восточной нижней части микроклин отсутствует. Уменьшение количества его в этом направлении происходит сравнительно постепенно. Граница распределения микроклина во всех четырех жилах оказалась одинаково наклонной с погружением на юго-запад.

Вышеописанное строение пегматитов разных типов обычно для жильных полостей, представляющих собой трещины отрыва с четкими секу-

щами контактами. В тех случаях, когда вдоль контактов наблюдаются закономерные подгибы гнейсов, указывающие на значительную роль сколового перемещения при образовании трещины на данном ее участке, строение пегматитов первых двух типов в пределах одной и той же жильной полости оказывается другим. На участках развития недифференцированного пегматита структура его становится очковой. Особенно это характерно для имеющих сколовый характер юго-западных окончаний жильных полостей, в которых очковый пегматит слагает их на всю мощность. Полевой шпат по количеству преобладает над кварцем и слюдами. Индивиды плагиоклаза и микроклина характеризуются изометричной формой. В промежутках между ними находится кварц с крупными уплощенными кристаллами биотита и мелкими кристаллами мусковита. Био-

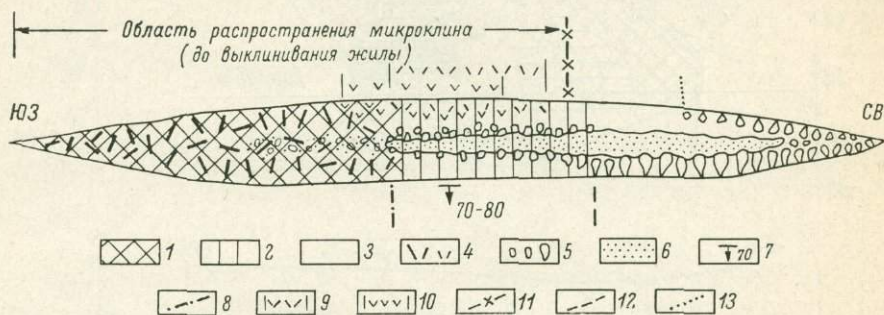


Рис. 3. Схематический план внутреннего строения пегматитовой жилы северо-восточного простирания

1 — недифференцированный пегматит графической и неяснографической структур; 2 — слабо дифференцированный пегматит с преобладанием неяснографической и петельчатой структур и зоной пегматоидной структуры вокруг кварцевого ядра; 3 — хорошо дифференцированный пегматит с преобладанием пегматоидной структуры; 4 — биотит; 5 — мусковит; 6 — кварц; 7 — угол падения жилы; границы распределения минерализации; 8 — биотита, распространенного по всей мощности жилы, 9 — мелких кристаллов биотита у лежащего контакта, 10 — мелкокристаллического кварцево-мусковито-биотитового и кварцево-мусковитового агрегата, 11 — микроклина, 12 — промышленного мусковита у висячего контакта, 13 — промышленного мусковита у лежащего контакта.

тит обычно огибает или даже обволакивает индивиды полевых шпатов. Преобладающая часть крупных кристаллов биотита ориентирована уплощением по (001) субпараллельно контактам жильного тела. С уменьшением интенсивности подгибов гнейсов вдоль жильного тела сначала у одного контакта, а затем и у другого появляется пегматит графической и неяснографической структуры с четкой вытянутостью индивидов полевого шпата перпендикулярно зальбандам и с различно ориентированными кристаллами биотита. Очковый пегматит с биотитом, ориентированным параллельно контактам, остается только в центральной зоне и далее на северо-восток исчезает совсем с исчезновением подгибов гнейсов у контактов.

Если в участки жильных полостей со сколовыми подгибами гнейсов попадает слабо дифференцированный пегматит с промышленным ослюдением в центре, структура его становится близкой к порфиробластической с мелкокристаллической основной массой. В пегматите выделяются отдельные крупные кристаллы плагиоклаза размером до 15—20 см или гнездовые пегматоидные обособления неправильной формы с редкими крупными кристаллами биотита и мусковита. Эти образования находятся в преобладающем по объему мелкокристаллическом биотито-мусковито-кварцевом пегматите с небольшим количеством плагиоклаза. Мусковит в нем, несмотря на часто значительное содержание, представлен мелкими различно ориентированными кристаллами размером 1—3 см, находящимися в ассоциации с кварцем. Биотит, помимо мелких кристаллов, обра-

зует шпирь, параллельные контактам жильного тела. Для рассматриваемого пегматита характерно сильное изменение — резорбция ксенолитов гнейсов в жиле. По ним развиваются порфиробласты плагиоклаза. Кроме того, ксенолиты настолько перекристаллизованы и мусковитизированы, что мало отличаются от окружающего их мелкокристаллического пегматита и выделяются лишь по большей обогащенности чешуйчатым биотитом, часто образующим шпировидные скопления. Вмещающие гнейсы, характеризующиеся закономерными сколовыми подгибами, у контактов жилы часто сильно изменены — примерно так же, как и ксенолиты гнейсов, с развитием порфиробластов плагиоклаза. Вследствие всего этого подобные пегматиты часто называются резорбированными гнейсами. Необходимо заметить, что влияние сколовых подгибов гнейсов на строение пегматита распространяется и на некоторое расстояние после их исчезновения. В этих местах можно наблюдать четкий секущий контакт данного мелкокристаллического пегматита с вмещающими гнейсами (жилы №№ 7а, 186). Влияние сколовых подгибов, прослеживающихся вдоль жильной полости, меньше сказывается на строении наиболее дифференцированного пегматита с промышленным мусковитом у контактов. Здесь отмечается лишь уменьшение размеров кристаллов мусковита.

Важным моментом является влияние пережимов на внутреннее строение пегматитового тела. От пережима до пережима в северо-восточном направлении наблюдается закономерное изменение пегматита, повторяющееся в каждой линзе (четке). В каждой из них дифференцированность пегматита и ослоденение усиливаются от юго-западной части к северо-восточной, а также имеется своя область и граница распределения микроклина. Таким образом, четки, несмотря на то что они соединяются пегматитовыми «проводниками», в отношении их внутреннего строения и слюдо-насыщения ведут себя автономно. Наряду с этим отмечается закономерное изменение соотношения размеров участков, сложенных пегматитами разного типа, при переходе от юго-западной линзы к северо-восточной. Это выражается в уменьшении длины тех частей, которые сложены недифференцированным пегматитом с биотитом, или даже полным их исчезновении и соответственно увеличении длины наиболее дифференцированных и ослоденелых их частей. Аналогичная картина наблюдается и в том случае, когда имеется серия сближенных кулисообразных жил, как например в случае жил № 186а, 186 (западная) и 186 (восточная). Оговоримся, что такая последовательность в изменении характера для жил, расположенных висячем боку блоков «хрупких» гнейсов.

Для геохимической характеристики изменения внутреннего строения пегматита от одного конца жильного тела к другому можно использовать химические анализы валовых проб главных типов пегматитов Северной Карелии (Шуркин и др., 1962), так как им идентичны описываемые три типа пегматита, которые встречаются на данном месторождении в одной жильной полости. При этом изменение химизма пегматитов от юго-западных концов жилы к северо-восточным выражается в увеличении количества воды, содержащейся главным образом в слюдах, и уменьшении  $K_2O$ . Несколько возрастает содержание  $SiO_2$  при значительном повышении количества несвязанного кремнезема, фиксирующегося в виде кварца. Остальные компоненты изменяются незначительно. В недифференцированном пегматите с биотитом, характерном для юго-западных частей жил, содержания перечисленных компонентов составляют (в %):  $H_2O$  — 0.4—0.5;  $K_2O$  — 5.2—6.3;  $SiO_2$  — 70.1—73.4, в том числе кварца — 21.1—28.7. В хорошо дифференцированном пегматите с мусковитом у контактов в северо-восточных концах жильных тел количество  $H_2O$  — 0.9—1.5;  $K_2O$  — 2.1—2.6;  $SiO_2$  — 73.5—75.2, в том числе кварца — 38.0—40.5. Слабо дифференцированный пегматит с мусковитом в центре жилы по содержа-

ниями этих компонентов, как по внутреннему строению и по положению в жиле, является переходным между указанными двумя крайними типами. Недифференцированный и слабо дифференцированный пегматиты характеризуются эктектическими составами, а хорошо дифференцированный с мусковитом у контактов — анхитектическим составом со смещением в сторону кварца.

Закономерное изменение строения пегматита в продольных сечениях жильных тел, наблюдающееся на всей площади месторождения Тэдино, пространственно увязывается с положением близлежащего западного контакта глиноземистой (чупинской, по Е. П. Чуйкиной) свиты с подстилающей свитой биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов. Именно к последней обращены концы жил, сложенные недифференцированным пегматитом с биотитом. На других месторождениях Северной Карелии по наблюдениям с поверхности также имеет место закономерное изменение внутреннего строения и слюдоносности от одного конца жилы к другому. Оно проявлено в жилах участка Станционного полуострова Полубоярского месторождения, располагающихся в гнейсах глиноземистой свиты. Они являются поперечносекущими по отношению к вмещающим мелкозернистым породам. Бесслюдными недифференцированными в них являются те части, которые обращены к близлежащему (восточному) контакту глиноземистой свиты со свитой биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов. Противоположные концы жил имеют дифференцированное строение и обогащены мусковитом. Аналогичная картина наблюдается на том же Полубоярском месторождении на участках Мяндр-наволок, Круглая губа, Высокий бор, но уже прилегающих к западному контакту глиноземистой свиты. Разница концов пегматитовых жил, по наблюдениям автора, с поверхности отмечается и на месторождениях Хетоламбино, Чкалов, Черная Салма, Постельное озеро, расположенных в хетоламбинской свите, которая сложена биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами. Мусковитсодержащими, обогащенными плагиоклазом, являются концы жил, в плане обращенные к подстилающим породам. Противоположные части сложены недифференцированным микроклиновым пегматитом графической структуры с биотитом. В силу выдержанности падения пород Беломорского комплекса на восток гнейсы хетоламбинской свиты на данных месторождениях вероятнее всего подстилаются породами глиноземистой свиты. Таким образом, можно предположить, что на данных месторождениях более дифференцированные мусковитсодержащие концы жил ориентированы к последним. К сожалению, здесь отсутствуют наблюдения за изменением строения пегматита в объеме жильного тела. Если подходить к глиноземистой свите как выполняющей ядерную часть Чурино-Лоухского синклинория (Мишарев и др., 1960; Шуркин и др., 1962), то во всех описанных в статье случаях данные концы жил обращены к осевой части этого синклинория, к центральной зоне толщи глиноземистых гнейсов, наиболее обогащенных водой.

Характер описываемого явления — положение границ между пегматитами разного типа в продольном сечении жильного тела — зависит от его залегания. В поперечносекущих жилах месторождений, располагающихся в участках крутонадающих гнейсов (с углом падения 40—50° и более), изменение лучше выражено по горизонтали. В продольносекущих жилах (независимо от угла падения окружающих гнейсов)<sup>2</sup> и в жилах месторождений, которые располагаются в пологозалегających гнейсах, изменение пегматита сильнее проявлено по вертикали.

<sup>2</sup> К этому типу относятся жилы №№ 27, 28, 32, 164 месторождения Тэдино, согласнозалегающие или косопересекающие среднезернистые четкополосчатые дистеногранато-биотитовые гнейсы. В них изменение пегматита больше выражено по вертикали. Более слюдоносными являются нижние части жил.

## Заключение

1. На Тэдинском месторождении в большинстве жил северо-восточного простирания наблюдается усиление степени дифференцированности пегматита, уменьшение количества микроклина и увеличение содержания мусковита от юго-западных концов к северо-восточным. В том же направлении усиливается степень околожилных изменений гнейсов. Переход от одного типа пегматита к другому вдоль вытянутости жилы происходит постепенно на интервале в несколько метров. Границы между пегматитами разного типа при этом обычно являются крутопадающими и в общем параллельны контурам юго-западного и северо-восточного выклиниваний пегматитовых тел.

2. Геохимически изменение состава и строения пегматитовых тел в их продольном сечении выражается в закономерном увеличении содержания воды от 0.4—0.5% в недифференцированном пегматите юго-западных концов жил до 1.0—1.5% в северо-восточных концах и уменьшении содержания  $K_2O$  в этом же направлении от 4—5% до 2%. В каждой из жил возрастание количества воды в пегматите от юго-западного конца к северо-восточному имеет автономный характер. В четковидных жилах увеличение содержания воды в северо-восточном направлении повторяется в каждой четке.

3. Учитывая наблюдения по другим месторождениям, можно сделать вывод, что обогащены водой те части жил, которые обращены к осевой зоне глиноземистой свиты беломорского комплекса, представленной гнейсами, содержащими наибольшее количество воды. Противоположные части жил, ориентированные в сторону свит лейкократовых биотитовых гнейсов с амфиболом и эпидотом и гранито-гнейсов, содержат воды меньше, а калия больше. В зависимости от условий залегания пегматитовых тел по отношению к вмещающим породам и геолого-структурного положения месторождения изменение внутреннего строения жил в их продольном сечении может быть резче выражено либо по вертикали, либо по горизонтали.

## ЛИТЕРАТУРА

З а р у б и н В. В. Особенности вмещающей среды и закономерности размещения пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия). В кн.: Слюда и пьезооптическое сырье, вып. 2. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 147, 1969.

З а р у б и н В. В. О связи количества и особенностей распределения слюд с внутренним строением пегматитовых жил. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 100, вып. 3, 1971.

М и ш а р е в Д. Т., А м е л а н д о в А. С., З а х а р ч е н к о А. И., С м и р н о в а В. С. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность Северо-Западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 131, 1960.

Ш у р к и н К. А., Г о р л о в Н. В., С а л ь е М. Е., Д у к В. Л., Н и к и т и н Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Л., Изд-во АН СССР, 1962.

## РЕФЕРАТЫ

УДК 549 : 552.4 (470.21)

**Акцессорные минералы карбонатитов Центрального массива Турьего полуострова.** Булах А. Г., Карпатенков В. Н., Анастасенко Г. Ф. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 7—17.

Впервые выполненное минералогическое изучение карбонатитов из нового места их находок на Кольском полуострове — Турьем полуострове позволило выделить среди них следующие разновидности: 1) кальцитовые (с актинолитом и диопсидом, с тетраферрифлогопитом, с флогопитом и хлоритом), 2) доломитово-кальцитовые; 3) доломитовые, 4) сидеритовые. Наиболее распространены кальцитовые карбонатиты. В них выявлен почти полный набор акцессорных редкометалльных минералов, характерных для стадий карбонатитового процесса, — бадделейт, кальцитрит, циррохлор и его разновидности, циркелит, дизаналит, циркон. Приводятся результаты их детального изучения методами химического, спектрального, рентгеновского, иммерсионного и других анализов. Показано, что в пределах Турьего полуострова обнаружена наиболее полно развитая серия пород карбонатитового ряда: от пород «рудного комплекса» через типичные карбонатиты до кварцево-карбонатных и кварцево-флюоритовых гидротермалитов. Илл. — 5, табл. — 4, библи. — 10 назв.

УДК 549.75

**Условия образования, кристаллохимические особенности минералов и синтетических соединений группы циркелита.** Капустин Ю. Л., Черницова Н. М., Пудовкина З. В. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 17—25.

Минералы группы циркелита (цирконолита) обнаружены в карбонатитовых массивах многих регионов и образуют 2 разновидности: титановую (в ослюженных пироксенитах) и титано-ниобиевую (в карбонатитах). Последняя разновидность ассоциирует с рихтеритом, тетраферрифлогопитом, поздним апатитом, образуя вкрапленность в массе апатита или непосредственно замещая циррохлор, гатчетолит и бадделейт. Состав минерала варьирует. Экспериментально изучены изоморфные ряды аналогичного структурного типа с замещением  $2\text{Ti} \rightarrow \text{Nb} + \text{Fe}^{3+}$ ;  $\text{Zr} \rightarrow \text{Ti}$ ;  $\text{Ti} \rightarrow \text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$ ;  $2\text{Ca} \rightarrow \text{Zr}$ ,  $\text{Ce}$ ,  $\text{Y}$ ;  $\text{Ti} \rightarrow \text{Zr}$ ; установлен весьма ограниченный изоморфизм Ca и Ti с Zr, Ti с Nb и Ta; относительно широкий изоморфизм Ca с Ce и совершенный изоморфизм Ca с Y и Ti с  $\text{NbFe}^{3+}$  вплоть до образования самостоятельных соединений соответствующих крайних составов. Параллельно изменению состава минерала меняются его кристаллографические характеристики. Основа структуры минерала является производной от структурного типа  $\text{CaF}_2 - \text{CeO}_2$ , но отмечается усложнение метрики решетки в связи с упорядочиванием состава и структуры, с тенденцией к гексагонализации при истинной моноклинной метрике решетки. Илл. — 4, табл. — 2, библи. — 12 назв.

УДК 549.634.2

**Новые данные о минералах группы астрофиллита из пегматитов Хибинского массива.** Забавникова Н. И., Шолохова З. В., Власова Е. В., Врублевская З. В. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 26—31.

Проведено сравнительное изучение двух разновидностей астрофиллита: пластинчатой и мелкошуйчатой. При близких параметрах элементарных ячеек и одинаковой кристаллической сингонии, определенных методом микродифракции, формулы их оказались разными: пластинчатого  $(\text{K}, \text{Na})_6(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})_{13}\text{Ti}_4\text{Si}_{16}\text{O}_{51}(\text{OH}, \text{F})_{10}$ , мелкошуйчатого  $(\text{K}, \text{Na})_8(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_{12}\text{Ti}_4\text{Si}_{16}\text{O}_{52}(\text{OH}, \text{F})_8$ . ИК-спектры, рентгенограммы и некоторые физические свойства (удельный вес, показатель преломления) также существенно различаются. Илл. — 3, табл. — 4, библи. — 13 назв.

УДК 549.621.4

**Пироксены из щелочных пород некоторых массивов Витимского плоскогорья.** Шаракин И. О. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 31—39.

Приводится краткая характеристика пироксенов из щелочных пород некоторых массивов юго-западной части Витимского плоскогорья. Результаты химических анализов показывают, что исследуемые пироксены существенно геденбергитового состава. Установлено изменение состава пироксенов в зависимости от эволюции щелочного расплава. Температуры гомогенизации газово-жидких включений (выше  $885^\circ\text{C}$ ) указывают на кристаллизацию пироксенов из магматического расплава. На основании сопоставления компонентного состава исследуемых пироксенов с пироксенами щелочных пород щелочно-гранитоидной, щелочно-основной и щелочно-ультраосновной формаций делается вывод о принадлежности щелочных пород Нижне-Бурульзайского, Верхне-Бурульзайского и Мухальского массивов Витимского плоскогорья к щелочно-гранитоидной формации. Илл. — 2, табл. — 2, библи. — 15 назв.

УДК 549.1 (471.1)

**Включения минералообразующей среды в минералах фойлитов Хибинского массива.** Закржевская Н. Г. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 40—52.

В нефелине фойлитов Хибинского массива установлены четыре типа включений минералообразующей среды: затвердевшие, газовые, жидкие и комбинированные. Преобладают затвердевшие и комбинированные, жидких заметно меньше, а газовые редки. Среди жидких выявлены углеводородные включения. Приуроченность включений к зонам роста кристаллов нефелина, частое совпадение удлинения включений с направлением  $L_2$  минерала-хозяина, пространственная ограниченность включений пределами данного минерального индивида, беспорядочно рассеянное размещение в теле минерала свидетельствуют о их первичности. Широкое распространение комбинированных и особенно затвердевших включений, среди которых встречаются включения стекла, тесная связь и близкое одновременное образование их с пойкилитовыми вростками эгирина и других минералов — подтверждает магматическое происхождение породообразующего нефелина фойлитов. Некоторые из углево-

дородных включений в зонах роста нефелина содержат анизотропную жидкую фазу, которая, предположительно, определяется как нефть. Основываясь на связи включений с вмещающей магматической породой — фойнитом, высказано предположение о неорганическом происхождении нефти. Илл. — 4, библ. — 16 назв.

УДК 549 : 552.331.6 (571.54)

Минеральные парагенезисы и условия образования псевдолейцитовых сиенитов Сынырского массива. Куренин В. А. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 53—60.

Псевдолейцитовые сиениты горы Высотной содержат псевдолейцитовые вкрапленники в основной массе, сложенной ортоклазом, нефелином и эгирин-авгитом. Внутренняя часть вкрапленников сложена ортоклазом и кальситом, а периферическая — ортоклазом и нефелином. В более богатых натром псевдолейцитовых сиенитах калийные минералы основной массы и минералы псевдолейцита представлены ортоклазом и нефелином. Псевдолейцитовые сиениты возникли при закалке лейцит-содержащей магмы, при медленной кристаллизации которой образовались нефелиновые сиениты. Химический и минералогический состав пород позволяет определить, что давление  $P_{H_2O}$  при кристаллизации было меньше 1 кбар, хотя общее давление могло превышать эту величину. Температура окончания кристаллизации находилась в пределах от 800 до 1050° С. Преобразование лейцита произошло в постмагматическую стадию в результате смещения равновесия между минералами пород при охлаждении. Образование нефелин-кальцикатового псевдолейцита началось сразу после окончания кристаллизации магмы. Кальцит-кальцикатовый псевдолейцит образовался при более низких температурах, которые, однако, выше температур распада чисто калиевого лейцита. Илл. — 4, табл. — 2, библ. — 19 назв.

УДК 549 : 552.321

Акцессорные минералы каледонских гранитоидных формаций Северного Казахстана. Марин Ю. Б. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 61—70.

Охарактеризованы видовой и количественный состав акцессорных минералов трех каледонских гранитоидных формаций Северного Казахстана: гранодиоритовой (1), гранитовой (2) и аляскитовой (3). Общее весовое содержание акцессорных минералов в породах этих формаций резко различно и закономерно уменьшается, главным образом за счет магнетита и сфена, от (1) к (3); видовое разнообразие изменяется прямо противоположно. К числу типоморфных минералов отнесены: в (1) — циркон < апатит < сфен, в (2) — ортит < апатит < циркон < сфен, в (3) — торит < монацит < цирконит < ильменит < флюорит. Видовой состав акцессориев в породах разных фаз одного комплекса (формации) близок, различия содержаний чаще незначительны. В гибридных разностях всех формаций возрастают содержания магнетита, сфена и апатита. Наиболее значительны изменения видового состава и содержаний акцессорных минералов в постмагматически измененных гранитоидах, особенно альбитизированных и грейзенизированных. Значительное увеличение при этом редкоземельных и редкоземельных минералов связано с высвобождением редких и редкоземельных элементов при разложении цветных минералов, магнетита и сфена. В рассмотренных формациях выявлено 5 «проходящих» минералов: магнетит, циркон, сфен, флюорит, апатит. Анализ морфологических, химических и других особенностей этих минералов из пород разных формаций позволил установить между ними ряд характерных различий. Илл. — 2, табл. — 2, библ. — 23 назв.

УДК 549.655 : 552.321

Акцессорный сфен гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья. Панов Е. Н. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Изд-во «Наука» Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 70—77.

Распределение элементов-примесей и некоторые физические (цвет) и кристаллооптические характеристики (угол 2V) акцессорного сфена могут быть использованы в качестве корреляционного признака при расчленении гранитоидов Забайкалья. Светлый с пониженными значениями угла 2V сфен доместозойских пород амазарского и олекминского комплексов сравнительно беден редкими и рассеянными элементами. Аманаские и амуджиканские гранитоиды содержат темный сфен, концентрирующий в своем составе значительные количества примесей, в том числе такие важные элементы — металлогенетические индикаторы, — как молибден и висмут. Илл. — 5, табл. — 1, библ. — 16 назв.

УДК [548.25 : 549.651.2] : 552.3

Двойниковые триады плагиоклаза как показатель температуры и глубинности формирования магматических и контактово-метаморфических пород. Дук Г. Г. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 77—82.

Приводятся новые материалы о сложных двойниках, и в частности о двойниковых триадах плагиоклаза, которые рассматриваются в связи с конкретной геологической обстановкой. В работе сделана попытка увязать данные, полученные при исследовании такого рода плагиоклазов из магматических и контактово-метаморфических пород, с определенными  $T^o$  и  $P$  на примере одного из районов Приамурья. Илл. — 3, библ. — 14 назв.

УДК [550.42 : 549.6] : 552.3

О распределении К, Rb и Mg между сосуществующими минералами гранитов (на примере гранитоидных массивов Западного Прибайкалья и Патомского нагорья). Мануйлова М. М., Яковлева С. З. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 82—93.

Проведено сравнительное изучение характера распределения макрокомпонентов и рубидия в валовых пробах и минералах гранитов, характеризующихся близким химическим составом, но образовавшихся в различных фациях глубинности. Проведен расчет температур кристаллизации гранитов по коэффициентам распределения Mg между биотитом и роговой обманкой, Са между плагиоклазом и роговой обманкой и альбита между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Установлено, что концентрация Rb в калишпатах и биотитах находится в зависимости от термодинамических условий кристаллизации гранитов, а коэффициент распределения Rb между этими минералами не зависит

от температуры и давления (?). В связи с этим представляется целесообразным для сравнения условий кристаллизации гранитоидов использовать коэффициент эффективного распределения  $R_b$  (т. е. отношение концентраций в твердой фазе к концентрации в валовой пробе). Илл. — 2, табл. — 5, библиограф. — 22 назв.

УДК 552.321.1+552.322.2

О жильных гранитах и пегматитах Боровского массива (Северный Казахстан). Марин Ю. Б., Эфрос Б. Д. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 93—104.

Боровской массив имеет кольцевое строение и образован несколькими фазовыми и фаціальными разновидностями биотитовых гранитов нижнедевонского (?) боровского интрузивного комплекса. Особое место в строении массива занимают широко распространенные мелкозернистые лейкократовые и аляскитовые граниты, образующие дугообразные крутые дайки в зоне контакта биотитовых гранитов «кольца» и центра и многоярусные пластовые тела в центральной части массива. Взаимоотношения мелкозернистых гранитов со всеми разновидностями пород боровского комплекса, а также минералогические, петрохимические и геохимические особенности позволяют отнести их к жильным производным средне-верхнедевонского балкашинского аляскитового комплекса, внедрившимся в чуждые породы боровского комплекса. В тесной пространственной и генетической связи с телами мелкозернистых лейкократовых гранитов находятся все пегматиты Боровского массива. По внутреннему строению выделяются пегматиты 4 групп: «занорышевые», полнозональные, порфириобластовые и силектитовые. Наиболее распространены пегматиты 1-й и 2-й групп. Пегматитовые тела Боровского массива обладают рядом признаков хрусталенности, а некоторые тела 1-й и 2-й групп содержат минерализованные полости. Хрусталенность пегматитов Боровского массива, относящихся к типу полей, формировавшихся в чуждых гранитоидах и, как правило, нехрусталенных, объясняется благоприятной структурной позицией Боровского массива. Илл. — 2, табл. — 5, библиограф. — 21 назв.

УДК 552.322.2

О пространственном распределении минералов в слюдоносных пегматитовых жилах месторождения Тядино (Северная Карелия). Зарубин В. В. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 104—113.

Приводится детальное описание внутреннего строения пегматитов и распределения минерализации в объеме «слепых» жильных тел. В жилах северо-восточного простирания месторождения Тядино наряду с зональностью от контактов к центру, наблюдается усиление степени дифференцированности пегматита, уменьшение количества биотита, микроклина и увеличение количества мусковита от юго-западных концов к северо-восточным. При этом промышленный мусковит с увеличением его содержания переходит из центральной зоны к контактам жил. Границы между разными типами пегматита и ослюденения в продольном сечении жил близки к вертикальным, являясь отражением изменения строения в продольном сечении пегматитовых тел выражается в первую очередь в обогащенности северо-восточных частей водой (до 1—1,5%), присутствующей главным образом в слодах, а юго-западных — калием. В каждой из жил возрастание количества воды от юго-западного конца к северо-восточному имеет автономный характер. Особенно отчетливо это наблюдается в четковидных жилах. Учитывая наблюдения по другим месторождениям Чупино-Лоухского района, сделан вывод, что водой обогащены те концы жил, которые обращены к осевой части глиноземистой свиты. Илл. — 3, библиограф. — 4 назв.

## МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Утверждено к печати Всесоюзным минералогическим обществом

Редактор издательства Н. П. Скорынина. Художник И. П. Крёмлев

Технический редактор Г. А. Смирнова

Корректоры Г. М. Гельфер и Л. В. Субботина

Сдано в набор 23 II 1973 г. Подписано к печати 31/V 1973 г. Формат бумаги  $70 \times 108^{1/16}$ . Бумага № 2. Печ. л.  $7\frac{1}{4} + 1$  вкл. ( $\frac{1}{4}$  печ. л.) = 10,50 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 11.15. Изд. № 5291. Тип. зак. № 110. М-07357. Тираж 1250. Цена 1 р. 12 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»

199164, Ленинград, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука», 199034, Ленинград, 9 линия, д. 12

1 р. 12 к.

848



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ  
ОТДЕЛЕНИЕ