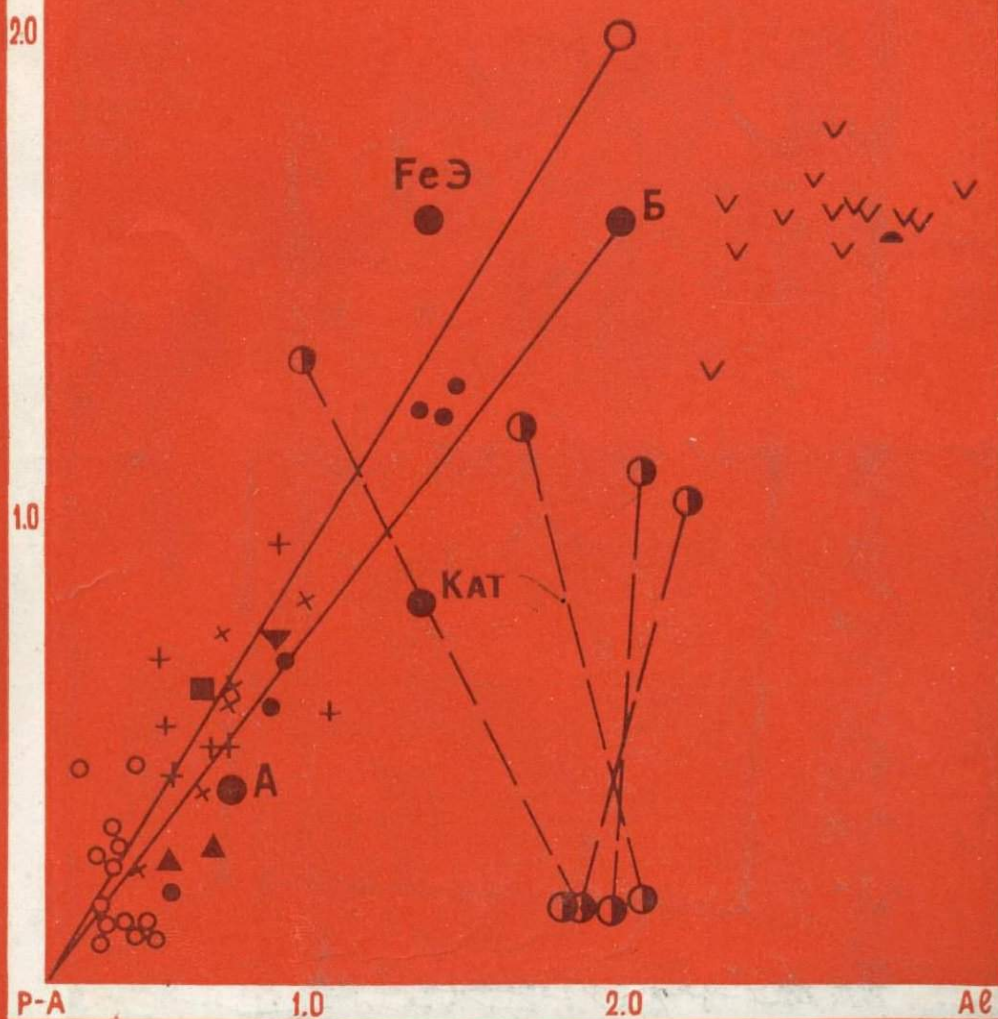


ЩЕЛОЧНЫЕ АМФИБОЛЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ



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

549.6+550.4

ЩЕЛОЧНЫЕ АМФИБОЛЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

2132

Ответственный редактор
канд. физ.-мат. наук *Е. К. Васильев*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1977

Щелочные амфиболы редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, «Наука», 1977. 232 с. Авт.: Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Лапидес И. Л., Горегляд А. В.

Монография является сводкой по химизму и свойствам амфиболов из щелочных гранитоидов СССР, МНР, США и других стран. В книге рассмотрена номенклатура щелочных амфиболов; выделены и детально описаны изоморфные ряды рибекит — арфведсонит, рибекит — кальциевый катафорит, глиноземистый рибекит — арфведсонит и другие; приведены схемы изоморфизма. Впервые охарактеризованы ИК-спектры щелочных амфиболов, кинетические параметры дегидратации, потери фтора и окисления железа, детально проанализированы зависимости параметров решеток и некоторых физических свойств от состава щелочных амфиболов.

Книга предназначена для геологов, геохимиков, минералогов, петрографов и специалистов по физике минералов.

В Институте геохимии СО АН СССР уже много лет ведутся систематические и комплексные исследования редкометалльных гранитоидов. Важная часть таких исследований — работы по изучению состава, свойств и условий формирования породообразующих, второстепенных и акцессорных минералов редкометалльных гранитоидов. Эти работы оформляются в достаточно полные и самостоятельные сводки по тем или иным минералам. Первой такой сводкой является монография по слюдам редкометалльных гранитоидов (Лапидес и др., 1977).

Амфиболы характеризуются крайним разнообразием химического состава и свойств, вполне соответствуя смыслу своего названия: *amphibolos* — неясный (греч.) (Дир и др., 1966). Несмотря на то, что количество публикаций по амфиболам растет и важные проблемы, связанные с изучением их структуры, состава, свойств, парагенезисов, решены, многое здесь еще остается неясным.

Особенно это касается щелочных амфиболов. Для них недостаточно разработана номенклатура, весьма проблематичны предложенные схемы изоморфизма и конечные миналы изоморфных рядов, очень ограничены сведения о физических и кристаллооптических свойствах, минеральных парагенезисах и условиях их образования. Следует подчеркнуть, что кроме чисто теоретической важности таких исследований они имеют большое практическое значение, поскольку в группу щелочных амфиболов входят «голубые асбесты», или крокидолиты, пользующиеся большим спросом в промышленности. Кроме того, состав амфиболов редкометалльных щелочных гранитоидов служит индикатором условий образования этих важных в практическом отношении пород.

Книга представляет собой итог пятнадцатилетнего изучения щелочных амфиболов. В ней в той или иной степени рассмотрены все перечисленные выше проблемы этой группы минералов. Специальное внимание уделено геохимической роли щелочных амфиболов в гранитоидах, а также ИК-спектрам их, систематические данные о которых в литературе практически отсутствуют. Авторы считали целесообразным также

включить в работу методы получения чистых фракций амфиболов, их исследования, а также специальный раздел о методах химического анализа щелочных амфиболов, написанный главными исполнителями анализов Л. Н. Матвеевой и В. А. Писарской.

Авторы выражают свою искреннюю благодарность аналитикам Института геохимии СО АН СССР Е. С. Костюковой, А. И. Кузнецовой, Л. Д. Макагон, Л. Чувашиной, В. В. Конусовой, С. Арбатской, Л. И. Черной, А. Н. Сапожникову, участвовавшим в определении в амфиболах содержания различных элементов, и В. К. Пихлер, А. В. Лызину и Т. А. Валетову за помощь в получении чистых фракций амфиболов и в исследовании их некоторых свойств.

Мы с благодарностью учли замечания по рукописи, сделанные академиком А. С. Поваренных, докторами геолого-минералогических наук И. Д. Борнеман-Старынкевич и А. Л. Литвиным. Выражаем также признательность за постоянную поддержку работы члену-корреспонденту АН СССР Л. В. Таусону.

В технической подготовке рукописи большую помощь авторам оказали В. Е. Неродова, А. И. Каменщиков, И. А. Барто, Л. А. Белых.

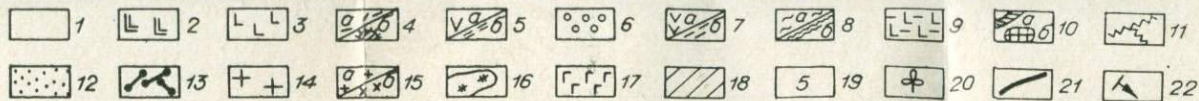
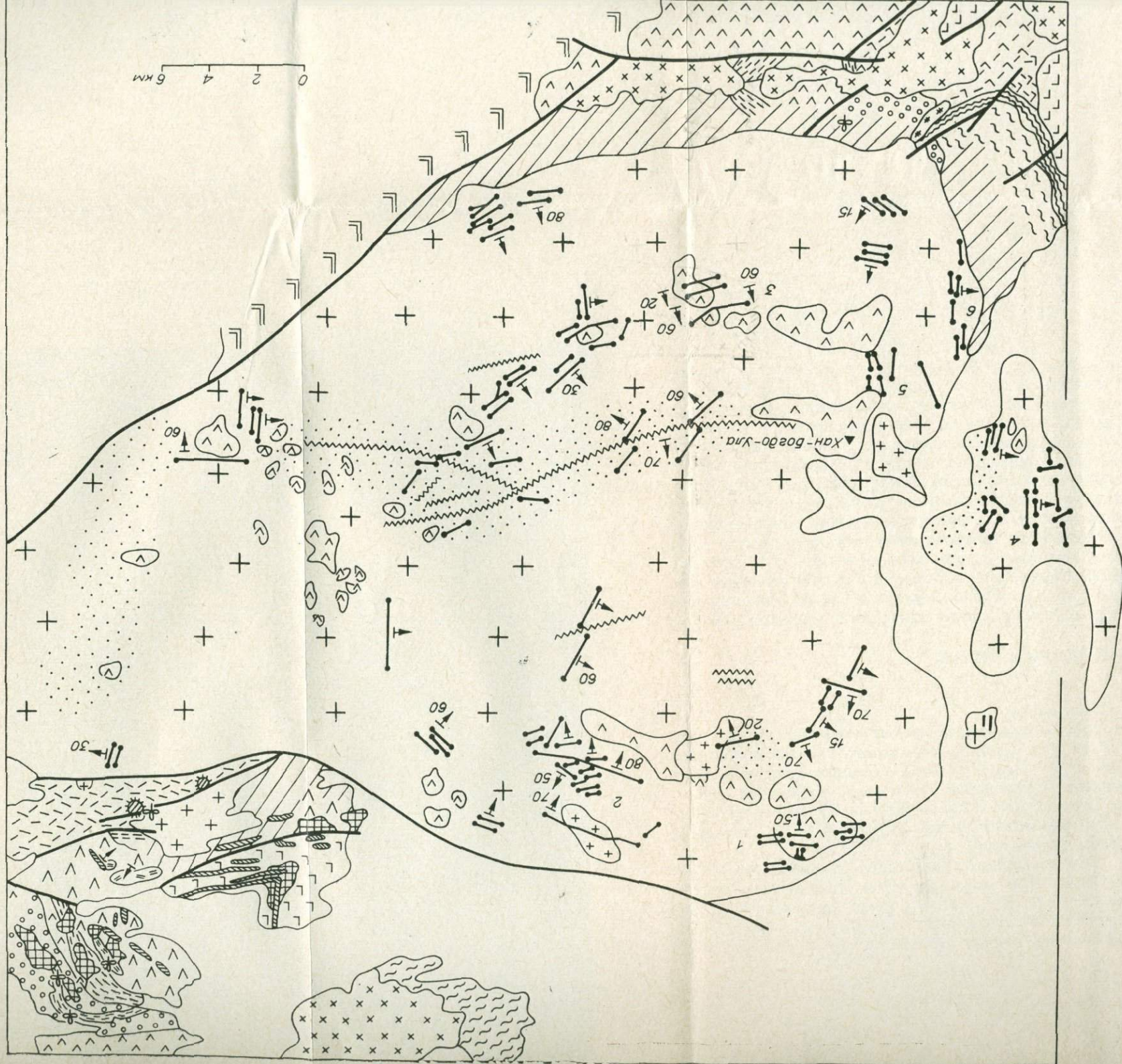


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Хан-Богдинского массива и его обрамления (для массива составлена А. В. Гореглядом, Н. В. Владыкиным, Ц. Цэденом и В. И. Коваленко, для вмещающих пород — по данным Л. П. Зоненшайна, М. В. Дуранте, О. Д. Суетенко, Г. Энжийи, А. Я. Салтыковского).

1 — меловые осадочные отложения; 2 — меловые базальты; 3—6 — породы северо-восточного обрамления: 3 — посленижнепермские эффузивы среднего состава верхней вулканогенной толщи, 4 — нижнепермские эффузивы кислого состава (а) и палеовулканические аппараты (б) в них, 5 — верхняя андезитовая подтолща (а) и слои туффов в ней (б) нижнего — среднего карбона, 6 — нижняя осадочно-вулканогенная подтолща нижнего — среднего карбона; 7—9 — породы юго-западного обрамления массива: 7 — ниже-среднекаменноугольные отложения: туфы среднего и кислого состава, кислые и средние эффузивы (а), алевриты, кремнистые туффы, песчаники, конгломераты, кислые эффузивы (б), 8, 9 — докаменноугольные отложения (ордовик?): 8 — верхняя кремнистая толща (а): кремнистые и глинисто-кремнистые алевриты, песчаники, редко гравелиты, конгломераты, нижняя зеленокаменная толща (б): кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы с линзами пелитоморфных известняков; 9 — зеленокаменные измененные основные эффузивы и габброиды; 10 — субвулканические тела липаритов, комендитов, граносиенитов (а) и тела игнимбритов кислого состава (б); 11—14 — породы Хан-Богдинского массива: 11 — поздние дайки микросиенитов и щелочных гранит-порфиров, 12 — зоны «покраснения» в щелочных гранитах, 13 — дайки акеритов, гродунитов, пантелдеритов, роналитов, щелочногранитных пегматитов, часто «слоистые» тела с чередованием различных из перечисленных пород, 14 — моношпатовые арфведсонит-эгириновые граниты, 15 — каменноугольные граниты (а) и граносиениты (б); 16 — каменноугольные габброиды; 17 — среднепалеозойские габброиды; 18 — ороговичкованные породы, 19 — номера участков с редкометальной минерализацией; 1 — Северный, 2 — Дорожный, 3 — Центральный, 4 — Архар, 5 — Лагерный, 6 — Армстронгитовый; 20 — места находок флоры; 21 — разрывные нарушения; 22 — элементы залегания.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МАССИВОВ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ С АМФИБОЛАМИ

В настоящей работе исследован состав амфиболов из щелочных гранитоидов различных регионов СССР, МНР, США и других стран, приведена краткая геологическая характеристика таких гранитоидов (табл. 1). Более подробно петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов рассмотрены в специальной работе (Коваленко, 1977).

Многие из приведенных амфиболов выделены из щелочных гранитоидов уникального в минералогическом плане Хан-Богдинского массива (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971; Дуранте и др., 1976). Поэтому в данном разделе сначала охарактеризован Хан-Богдинский массив, а затем приведены некоторые общие геологические сведения для других массивов щелочных гранитоидов.

ХАН-БОГДИНСКИЙ МАССИВ

Хан-Богдинский массив щелочных гранитов (рис. 1) расположен в Южно-Гобийском аймаке в районе одноименного сомона и является одним из крупнейших в мире массивов гранитов высокой щелочности. Это первый массив щелочных пород в МНР, в пределах которого нами была обнаружена весьма концентрированная и в минералогическом плане уникальная редкометалльная минерализация. Именно здесь были открыты новые минералы, в том числе армстронгит (Владыкин и др., 1973), и изучены сравнительно редкие и разнообразные щелочные цирконосиликаты, титаносиликаты и ниобо-силикаты.

Первые сведения об этом массиве приводятся Ю. Я. Петровичем, Н. Н. Сенкевичем, В. М. Андреевым. Геологическое положение массива в 1972 г. довольно подробно изучалось Л. П. Зоненшайном, О. Д. Суетенко, М. В. Дуранте, А. Я. Салтыковским и нами (Дуранте и др., 1976).

Догранитные вмещающие породы обнажаются по северо-восточному и юго-западному обрамлению массива. С северо-запада и юго-востока как граниты, так и вмещающие их породы перекрыты меловыми отложениями. Наибольшим распростра-

Краткая геологическая характеристика

Массив, авторы описания, форма	Строение массива, последовательность образования пород	Послемагматические образования
1	2	3

Забайкальский пояс щелочных

А. А. Арсеньев, 1946; Ю. М. Шейнман и др., 1961; Н. И. Тихомиров и др., 1964; Ю. В. Комаров, 1970; И. А. Нечаева, И. Д. Борнеман-Старынкевич, 1956; В. В. Скрипкина, 1966; Е. М. Шеремет и др., 1976

Интрузии рвут вулканические темирской свиты (P₁₋₂)

Штоки, дайки, иногда массивы до 750 км². Вулкано-плутонические комплексы (например Харитоновский массив щелочных гранитоидов и комагматичные с ними толщи трахитовых и липаритовых порфиров и т. п.)

Сложные многофазные массивы, простые, зональные. В зональных массивах центр сложен щелочными гранитами, периферия — граносиенитами и сиенитами (с постепенными переходами)

1. Главная фаза — щелочные моношпатовые, часто миароловые граниты с щелочными темноцветными минералами. Реже — микроклин-альбитовые щелочные граниты

2. Дайки грорудитов, сельвсбергитов, щелочных микрогранитов

3. Жилы щелочногранитных пегматитов и кварц-эгирин-альбитовых пегматоидных пород

Редкометалльные скарны (с андрадитом, бритолизитом, эгирином, диопсидом, чевкинитом, шпинелью и др.)

Уланский

А. Ф. Болотников, 1965; Ю. Н. Гамалея, 1969, 1970; Ю. Н. Гамалея, И. Н. Егоров, 1969; Б. Л. Залищак, А. Ф. Болотников, 1966; Б. Л. Залищак, П. Г. Недашковский. Э. Г. Абиссолов, 1966

1. Пироксен-роговообманковые сиениты и граносиениты (гибридные породы)

2. Моношпатовые, реже альбитсодержащие, биотитовые граниты фазы дополнительных интрузий

3. Щелочные граниты

В биотитовых гранитах главной и дополнительной фаз — жильобразные тела цветтеров. Периферия их сложена Би+Кв+Топ+Мт (?), к центру она сменяется зоной Кв+Топ и затем — кварцевой зоной (с флюоритом)

Отмечены также трещинные зоны альбититов. Позднее альбититов и, видимо, в связи с щелочными гранитами образовались линейные зоны полилитнионитовых метасоматитов (Пол+Кв)

щелочных гранитоидов с амфиболами

Вмещающие породы и структурные условия	Контактные соотношения	Геохимический тип
4	5	6

гранитоидов (Mz₁)

От известняков до гранитов

Резкие, интрузивные. Зоны эндоконтактной закалки. Отсутствие влияния вмещающих пород (от известняков до гранитов) на состав гранитов. Переход в субвулканические фации

Щелочные породы

массив (Pt₃ или Mz₂)

Архейские биотитовые гнейсы, докембрийские терригенно-вулканогенные — вулканогенные образования

Ассоциация щелочных и литий-фтористых гранитов

Герцинские массивы Чингиза-

Акжайлыу

Д. А. Минсеев, 1968;
А. А. Беус и др., 1962;
Д. С. Коржинский, 1932;
А. Н. Леонтьев и др.,
1972. Большой и Малый
выходы единого плутона
Акжайлыу. По последним
сведениям, эти выходы
оторваны во времени от
Акжайлыу и входят в са-
мостоятельный пермо-
триасовый вулканоплу-
тонический комплекс с
комагматичными кислыми
щелочными эффузивами
и поясами даек щелочных
гранитоидов

Выходы имеют куполо-
видную форму с пло-
щадью 3 и 1,5 км², на
глубине 50—60 м они со-
единяются

Керегетас

В. А. Зырянов, 1969;
А. Н. Леонтьев и др.;
1972

Дайка размерами
9×(0,1—0,85) км

*Тлеумбет, Болектас,
Корантас, Акбик, До-
кенжал и др.*

В. А. Зырянов, 1969;
А. Н. Леонтьев и др.;
1972

А. Среднегерцинский
комплекс биотитовых и
аляскитовидных грани-
тов

Б. Пермо-триасовый
комплекс щелочных
гранитоидов: 1) щелоч-
ные гранит-порфиры и
микрограниты (субме-
ридональный пояс даек);

2) щелочные граниты
Большого и Малого вы-
ходов (среднезернистые
лейкократовые арфвед-
совитовые и эгирин-арф-
ведсовитовые микроклин-
альбитовые граниты);

3) щелочногранитные
пегматоиды, количество
которых возрастает в
прикровлевых зонах гра-
нитов. Часто приуро-
чены к трещинам пологой
отдельности

По В. А. Зырянову,
биотитовые, рибекито-
вые, эгирин-рибекито-
вые и астрофиллит-ри-
бекитовые граниты с по-
степенными переходами

По А. Н. Леонтьеву
и др.: 1) ранние граноди-
ориты и биотитовые
граниты; 2) дайки гра-
нит-порфиров; 3) щелоч-
ные гранитоиды; 4) жиль-
ные

По В. А. Зырянову:
имеющие постепенные пе-
реходы биотитовые, ри-
бекитовые, биотит-рибе-
китовые, эгирин-рибеки-
товые граниты и дай-
ки I и II этапов

4	5	6
<i>Тарбагатай (Вост. Казахстан)</i>		
<p>Песчаники и сланцы нижнего вьезе. Контролируются северо-восточными поперечными к Чингизским структурам дизъюнктивными зонами</p>	<p>Контакты всех разновидностей щелочных гранитов с биотитовыми — резкие и секущие. Апофизы. Ксенолиты. В эндоконтакте — пегматоидный облик и иногда обогащение альбитом.</p>	Щелочные граниты
<p>Прорывают эффузивно-осадочные породы S_1 (песчаники, конгломераты, порфириты) и герцинские гранодиориты</p>	<p>Вмещающие биотитовые границы в экзоконтакте альбитизированы и рибекитизированы. Песчаники и сланцы «пегматитизированы». Тела щелочных гранитов срезают границы любых осадочных, изверженных и жильных пород</p>	Щелочные граниты
<p>Песчаники, конгломераты, алевролиты, глинистые сланцы, известняки, основные лавы и их широкласты, туфы смешанного состава, габбро-диориты, граниты</p>	<p>Резкие, интрузивные. Вмещающие породы в экзоконтактной зоне слабо ороговикованы</p>	Щелочные граниты

1	2	3
<p>Крупные дайкообразные или плитообразные тела, серии и пояса даек северо-восточного простирания</p> <p>Площади выхода 5—7 км² и более 50 км²</p>	<p>По А. Н. Леонтьеву и др.: биотитовые граниты более ранние, чем щелочные граниты</p>	

Восточный

Массивы северо-восточной Тувы (позднекаледонские)

В. И. Коваленко, Э. И. Пополитов, 1965а, б, 1970; В. И. Коваленко и др., 1965; В. И. Коваленко, В. А. Легайдо и др., 1968; В. И. Коваленко, Л. В. Окладникова, Э. И. Пополитов, 1968; Пополитов и др., 1965; Дмитриев, Котина, 1966; Н. Е. Костин и др., 1960; М. В. Кузьменко, Н. А. Акелин, 1965

Щелочные граниты слагают жилы и дайки, реже — небольшие штокообразные тела с куполовидными апикальными поверхностями. Переход щелочных гранитов в криптокристаллические или микрозернистые тонкофлюидальные, иногда сферолитовые комендиты. Жилы гранитов — корни покровов комендитов

Массивы зоны стыка Главного Саянского и Окинського разломов (Pz₁₋₂)

И. В. Гордиенко, 1967; П. М. Хренов и др., 1966

Вулканисты — к краевым частям массивов щелочных гранитов. Вулканисты-потоки, сложные покровы, жилы, слои, зале-

1) Сиениты; 2) граносиениты; 3) щелочные граниты; 4) щелочногранитные пегматиты

Имеются сложные дайки с чередованием полос и шпиров (вдоль контактов) мелкозернистых гранитов и пегматитов

Для куполовидных штоков щелочных гранитов отмечена вертикальная зональность: снизу — щелочные микроклин-альбитовые граниты с эгирином и рибекитом, выше они переходят в аналогичные граниты с пегматондными шпирами, а в эпикальной части — в альбитовые рибекит-эгириновые граниты

Последовательность фаций: 1) вулканическая; 2) субвулканическая; 3) гипабиссальная плутоническая

Вулканисты — кварцевые и фельзитовые порфиры с рибекитом, ортофиры и их туфы. Субвулканические породы — щелочные гранофиры, гранит-порфиры, сиенит-

1) На контакте альбитовых щелочных гранитов и вмещающих диоритов — би-метасоматические микроклиниты и альбититы; 2) метасоматические циртолитовые жилы с рибекитом, альбитом и приоритом; 3) кварцевые жилы с редкометальной минерализацией; 4) кварцево-прожилковое замещение гранитов и альбититов, а также сульфидная и кварц-карбонатная минерализация

4	5	6

Саян и Тува

Диориты и плагиограниты тануольского комплекса, аляскиты, сиениты, граносиениты сютхольского комплекса, мраморы гарганского комплекса

Резкие, интрузивные. Иногда щелочные граниты рассекают контакты сиенитов и диоритов. Ксенолиты разнообразных вмещающих пород в щелочных гранитах. Апофизы. В эндоконтактах — закаленные мелкозернистые разности или пегматоиды. Экзоконтактные изменения слабые. В комедитах флюидалность грубо конформна поверхности контакта. Альбитовые граниты, видимо, превращают ксенолиты и провеси кровли сиенитов в альбитизированные сиениты и альбититы

Щелочные граниты

Резкие, интрузивные. Переход щелочных гранитов в эффузивоподобные и эффузивные свои аналоги

Щелочные граниты

1	2	3
<p>жи. Субвулканические щелочные граниты — штоки, купола, дайки. Гипабиссальные граниты — лакколитообразные тела</p>	<p>порфиры и т. п. Гипабиссальные щелочные граниты и сиениты. Граниты более поздние, чем сиениты. В апикальных частях — альбитовые щелочные граниты и щелочно-гранитные пегматиты</p>	

Горный

Блиновский, Аскатинский, Майорский, Айский и др.

И. А. Нечаева, 1973

Поздние фазы калбинских гранитоидов (поздние каледониты) либо в двух комплексах — D₂ и C—P, либо собственный габбро-сиенит-щелочно-гранитный комплекс (Т)

Субвулканические тела, штокообразные интрузии, дайки

1. Рибекитовые или биотит-рибекитовые граниты, реже аляскиты с аксессуарными редкометальными минералами, с микропегматитовыми, млароловыми и аплитовидными гранитами, иногда с астрофиллитом в эндоконтакте

2. Дайки аляскитов, граносиенитов, микропегматитов, аплитов. Иногда микропегматитовые микроклин-альбитовые граниты с редкометальной минерализацией

В экзоконтактах — жильноподобные тела альбитовых и калишпат-альбитовых пород с редкометальной минерализацией

В известковых скарпнах и карбонатно-кремнистых породах — жилки полевошпат-эпидотовых пород с редкометальной минерализацией

Алданский

Массивы алданского комплекса:

Бильмакский, Юхутинский, Мрачный, Мурунский на водоразделе рек Нимгер — Бильмак и др. (J₃—K₁)

С. М. Кравченко, 1959; Т. В. Билибина и др., 1967

Дайки, штоки, трубообразные тела диаметром до 2 км. Иногда цемент в трубообразных телах эруптивных брекчий

Последовательность образования пород разная, по Ю. А. Билибину, С. М. Кравченко и Т. В. Билибиной. В целом: 1) разнообразные калиевые, часто псевдолейцитсодержащие, щелочные породы; 2) щелочные (эгириновые) граниты, грорудиты и сельвсбергиты. Это моношатовые эгириновые граниты с переходом в граносиениты

Карбонатизация щелочных гранитов

4	5	6
<p><i>Алтай</i></p> <p>Среднедевонские вулканиты, кремнисто-карбонатные породы и известняки С, песчаники и глинистые сланцы С—Р, гранитоиды (Р?)</p>	<p>Резкие, интрузивные с эндоконтактовыми зонами закалки, с ороговикованием, слабой фенитизацией, иногда скарированием вмещающих пород</p>	<p>Щелочные граниты</p>
<p><i>цит</i></p> <p>Контролируются пересечением региональных разломов северо-западного и северо-восточного простираний и кольцевыми трещинами. Вмещающие породы — нефелиновые сиениты и другие щелочные породы, вулканиды, докембрийские гнейсограниты, кембрийские известняки</p>	<p>Резкие, интрузивные. Часто эруптивные брекчи с обломками ранних интрузивных и вулканогенных пород и щелочногранитным цементом. В обломках имеются новообразования эгирина, кварца, альбита и микроклина</p>	<p>То же</p>

1	2	3
---	---	---

Кольский

Массив Западных Кейв (средний Рт)

Щелочные граниты... , 1958; И. Д. Батиева, 1974

Сложная форма выхода площадью более 3000 км². Пластообразная залежь с падением на юг

А. Я. Луиц 1972; Н. И. Плетнева, 1967; И. В. Бельков, 1958; А. П. Калита, 1963; Н. Е. Костин, А. Я. Волженкова, 1965

Средний Поной, Стрельнинский, Пурнач и др. (средний Рт)

Литература — в описании массива Западных Кейв

Массивы с каплевидной эллипсовидной формой выхода, пластовые тела, дайки с площадью выхода до 150 км². Для всех массивов — автономная внутренняя структура. Известны кольцевые дайки и интрузивные тела

1. Зональное строение. В центре — крупнозернистые арфведсонитовые граниты, иногда с астрофиллитом и энigmatитом. К эндоконтакту они переходят в среднезернистые эгирин-амфиболовые разности с магнетитом и далее в мелкозернистые гнейсовидные аплитовидные пироксеновые граниты. По А. А. Чумакову, последние переходят в щелочные гнейсометасоматиты, а интрузивными являются только крупнозернистые арфведсонитовые граниты

2. Щелочногранитные пегматиты

1. В крупных массивах зональность сходна с массивом Западных Кейв, в мелких — часто только мелкозернистые эгириновые гнейсограниты. В массиве Пурнач арфведсонитовые граниты тяготеют к эндоконтакту, а в центре — эгириновые граниты

2. Щелочногранитные пегматиты, иногда с амзонитом

Кварцевые жилы с микроклином, арфведсонитом, ильменитом, астрофиллитом

То же

Окварцевание щелочных гранитов и вмещающих их гнейсов и амфиболитов

Нигерийская

R. R. E. Jacobson e. a., 1958; Ф. Р. Апельцин, Л. Г. Фельдман, 1958; С. Е. Когаринov e. a., 1968; А. И. Тугаринов, В. И. Коваленко, 1973; D. E. A. Jaka
Общие особенности: 1) образуют меридиональный пояс в центре Северной линальный характер; 3) мезозойский возраст; 4) дискордантные интрузив литы и т. п.); граниты основания (485—680 млн. лет) и древние пегматиты 6) отдельные массивы (комплексы) не соединяются на глубине в единый бато разломами типа рифтовых; 8) известно около 40 массивов (комплексов).

4

5

6

полуостров

Осадочно-метаморфические породы свиты Кейв, архейские мигматиты, габбро-диабазы. Контролируются разломами северо-западного и северо-восточного простираний

Контакт с гнейсами ровный, резкий. В эндоконтакте — гнейсовидные граниты, гнейсовидные которых согласуется с поверхностью контакта. Ксенолиты гнейсов, амфиболита. В экзоконтактных породах свиты Кейв — образование щелочных гнейсометасоматитов, но в последних имеются апофизы щелочных гранитов. Автобрекчи с обломками щелочных гранитов и сцементированных щелочными гранитами. Гнейсовидность последних обтекает ксенолиты.

Щелочные граниты

То же

Контролируются глубинными и оперяющими их разломами, пересечениями разломов, кольцевыми трещинами, межформационными поверхностями

То же. Кроме того, под воздействием пегматитов и жильных щелочных альбитовых гранитов происходит интенсивное метасоматическое изменение вмещающих амфиболитов и гнейсов

Щелочные граниты

провинция


лотухина, 1964; Э. А. Северов, 1960; А. И. Тугаринов и др., 1968; А. I. Tu-
iye, 1968, 1970; D. C. Turner, 1969; G. B. Wright, 1970.

Нигерии, который протягивается к северу в пределы Сахары; 2) внегеосинк-
ные тела, секущие породы кристаллического фундамента (гнейсы, амфибо-
(315—390 млн. лет); 5) ассоциация с вулканитами и экструзиями кислых лав;
лит (гравиметрические данные); 7) размещение контролируется глубинными

1	2	3
<p><i>Лиру (северная часть провинции)</i></p> <p>Оваловидная, вытянутая в северо-западном направлении форма размерами 7×9 миль. Ранние риолиты — периферические кольцевые зоны, (другие породы вулканического цикла — дайки, в том числе кольцевые) и другие небольшие тела. Граниты — крупные кольцевые дайки (до 20 миль длиной), штокообразные тела, интрузии сложной формы, мелкие дайки и жилы. Куполообразная залежь для альбитовых гранитов с рибекитом</p>	<p>I цикл (вулканический):</p> <p>1) ранние риолиты (аппанитовые и нормальные) в виде автобрекчий, агломератовых лав, слоев пирокластов; 2) поздние риолиты (дайки, мелкие тела неправильной формы); 3) кварц-пироксен-фаялитовые порфиры; 4) дайки базальтов и долеритов</p> <p>II цикл (интрузивный):</p> <p>1) арфведсонит-фаялитовые гранит-порфиры; 2) лейкократовые биотитовые граниты: а) среднезернистые — главная фаза; б) тонкозернистые — поздние тела. Граниты содержат литиевый сидерофиллит и первичный колумбит; 3) мелкие дайкообразные тела рибекитовых микрогранитов; 4) рибекит-эгириновые микролин-альбитовые граниты, в эндоконтактах мелкозернистые закаленные, миароловые и с шпировыми пегматитами; 5) альбитовые граниты с рибекитом, криолитом, пирохлором, топазом (?). В эндоконтакте — зона закали с шпировыми пегматитами, ориентированными параллельно контакту</p>	<p>В биотитовых гранитах — зоны грейзенов с темной слюдой и топазом (цвиттеры). Несут касситерит, вольфрамит, галенит и сфалерит, реже халькопирит. Иногда грейзены выходят в риолиты и кварц-пироксен-фаялитовые порфиры кровли</p>
<p><i>Буджи (центральная часть провинции)</i></p> <p>Риолиты — покровы, дайки, диатремы, кольцевые дайки. Разнообразные порфиры — неки, кольцевые дайки</p> <p>Фельзиты — конические тела. Граниты — кольцевые дайки, тела с округлой формой вы-</p>	<p>Ранняя кольцевая структура:</p> <p>1) ранние эффузивные риолиты; 2) поздние интрузивные риолиты; 3) кварц-геденбергитовые и кварц-полевошпатовые порфиры; 4) дайки основных пород</p> <p>Поздняя кольцевая структура:</p> <p>1) фельзиты и квар-</p>	

4	5	6
<p>Породы основания и более ранние породы комплекса</p> <p>Контроль со стороны кольцевых трещин, межформационных и контактовых поверхностей</p> <p>Механизм кальдероопускания</p> <p>То же</p>	<p>Резкие, секущие. Эндоконтактные зоны закладки с шпирами пегматоидов. В экзоконтакте перекристаллизация липаритов и слабая фенитизация. Апофизы. Эруптивные брекчии</p> <p>То же</p>	<p>Ассоциация геохимических типов литий-фтористых и щелочных гранитоидов</p> <p>То же</p>



1	2	3
<p>хода. Альбитовые граниты с рибекитом — самое крупное в Нигерии тело (1,5 кв. мили) с оваловидным выходом</p>	<p>цевые порфиры; 2) эгириновые микрограниты; 3) биотитовые граниты Буджи (тип биотитовых гранитов Лиру); 4) альбитовые граниты с рибекитом (Тэрп). Более поздние щелочногранитные пегматиты (жи-лы)</p>	
<p><i>Амо (центральная часть провинции)</i></p> <p>Конические дайки и интрузивные, кольцевые дайки; штоки</p>	<p>Интрузивный цикл:</p> <p>1) фельзиты и кварцевые порфиры; 2) рибекит-биотитовые граниты; внутренние части тел обогащены биотитом, внешние — рибекитовые граниты с астрофиллитом и с многочисленными шпировыми пегматитами; 3) ранние амфибол-биотитовые граниты; 4) микроклин-альбитовые граниты с литиевым сидерофиллитом; 5) несколько фаз биотитовых гранитов с эндоконтактовыми пегматитами, содержащими топаз</p>	<p>В биотитовых гранитах Тэга имеются зоны грейзенов с оловянной минерализацией</p>
<p><i>Роп (центральная часть плато Джос)</i></p> <p>Кольцевые дайки, полигональные дайки, куполовидные штоки</p>	<p>Вулканический цикл:</p> <p>1) дайки роговообманковых микрогаббро; 2) риолиты и эксплозивные брекчии; 3) кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры</p>	<p>Зоны грейзенов в микроклин-альбитовых гранитах с биотитом</p>
	<p>Гранитный цикл:</p> <p>1) гранит-порфиры; 2) биотитовые граниты Квоп с пологими дайками микрогранитов; 3) биотитовые граниты Гана с эндоконтактовыми пегматитами; 4) микроклин-альбитовые граниты (с колумбитом) с краевыми зонами пегматитов и с мелкими интрузиями альбитовых микрогранитов с биотитом; 5) микроклин-альбитовые граниты с биотитом Каса; 6) рибекит-биотито-</p>	

4	5	6
То же	То же	То же
» Контролировались ранней системой Шо кольцевых трещин и более поздней системой Монгу полигональных трещин	»	»

1	2	3
<p><i>Ша-Калери</i> (юго-запад плато Джос)</p> <p>Фактически три массива: Калери, Монгуна и Тоф. Площадь массива Калери — около 200 кв. миль. Полигональные и кольцевые дайки, массивы «ретортообразной» формы, штоки, пластовые тела, аркообразные тела</p>	<p>вые граниты Бутра с астрофиллитом и с краевыми пегматитами; 7) альбитовые граниты с рибекитом Дурова; 8) рибекит-биотитовые гранит-порфиры Руку; 9) гранит-порфиры Елва с фаялитом; 10) биотитовые граниты Каскара</p> <p>Массив Калери:</p> <p>1) риолиты; 2) гранит-порфиры Мбар (с амфиболом и биотитом); 3) биотитовые граниты Ша-Питти; 4) порфировидные биотитовые граниты Баррикин-Вильям; 5) амфибол-фаялитовые граниты Монгор; 6) гранит-порфиры Рича; 7) биотитовые граниты Бергем; 8) группа пород Мбул (микрораббро, сиениты, амфибол-биотитовые граниты, биотитовые микрограниты); 9) арфведсонитовые граниты Хотум; 10) биотитовые граниты Пасса Кап</p>	<p>Грейзены в микроклин-альбитовых биотитовых гранитах Пасса Кап</p>
<p><i>Джос-Букуру</i></p> <p>Самый крупный массив Нигерии (288 кв. миль)</p> <p>Штоки, кольцевые дайки, пластовые тела</p>	<p>Вулканический цикл:</p> <p>1) риолиты и кварцевые порфиры; 2) кварц-фаялит-геденбергитовые порфиры</p> <p>Ранний гранитный цикл:</p> <p>1) амфибол-биотитовые граниты и гранит-порфиры; 2) биотитовые граниты Джос с колумбитом (особенно тип Рей-филд-Гона)</p> <p>Поздний гранитный цикл:</p> <p>1) амфиболовые граниты; 2) несколько фаз биотитовых гранитов</p>	<p>Грейзены в биотитовых гранитах</p>
<p><i>Кудару</i> (север провинции)</p>	<p>1) кварцевые порфиры</p>	

4	5	6
Контролируются тремя системами кольцевых трещин: Калера, Тоф, Монгуна	То же	То же
Контролируется системами кольцевых трещин	То же	То же

1	2	3
<p>Конические интрузии, кольцевые дайки, радиальные дайки, штоки</p>	<p>и фельзиты; 2) кварц-широксен-фаялитовые порфиры; 3) рибекитовые граниты; 4) биотитовые граниты; 5) амфибол-фаялитовые граниты; 6) поздние кварцевые порфиры</p>	
<p><i>Роназ Хилл</i> J. Phemister, 1950 Субмеридиональный пояс даек</p>	<p>1) спессартиты, микродиориты, порфириты, кварц-полевшпатовые порфиры; 2) гранофиры и сферолиты; 3) щелочные (рибекитовые) фельзиты</p>	<p><i>Шот</i></p>
<p>Н. Sørensen, 1967, 1970; X. Сёренсен, 1965; I. Parsons, 1972; В. И. Гера</p>		<p><i>Провинция Южной (протерозойская, средне-</i></p>
<p><i>Иллимауссак</i> Внутри кольца содалитовых фойяитов. Тяготеют к ашкальному частям массива</p>	<p>1) моношпатовые арфведсонит-эгириновые граниты с эльшидитом, широкхлором и т. п.; 2) щелочногранитные пегматиты</p>	<p>Кварцевые жилы с полилитнионитом, астрофиллитом, нефгунитом, эльшидитом, широкхлором, монацитом, бастнезитом, гематитом и флюоритом</p>
<p><i>Пуглен</i> Овальные массивы, размеры 4×2 км</p>	<p>1) ранние бескварцевые авгитовые сиениты (тип А); 2) породы, промежуточные между сиенитами и гранитами; 3) щелочные амфибол-эгириновые граниты; 4) микрограниты и гранофиры</p>	
<p><i>Ивигтут</i> Шток с куполовидной ашкальной поверхностью</p>	<p>Щелочные граниты, иногда с биотитом. В эндоконтакте — закаленные порфирировидные микрограниты. В его ашкальной части — криолитовая залежь (криолит с сидерофиллитом, иногда с топазом, флюоритом)</p>	<p>На контакте граната и криолитовой залежи — реакционная зона с образованием по граниту криолита, топаза, флюорита и тонкозернистой калиевой слюды. В криолит-сидеритовой залежи — прожилки и зоны анхимономического криолита</p>

4	5	6
То же <i>ландия</i>	»	»
В основном биотитовые граниты массива Роназ Хилл	Резкие интрузивные	»
<i>Гренландии или позднегардарская)</i>		
симовский, 1969; Н. Pauly, 1974. Общие сведения: 1) наличие большого разнаулиты, какортциты, содалитовые фойяиты, щелочные граниты с высоки-субширотных, реже северо-восточных и субмеридиональных разломов.		
Гардарские песчаники и юлнанахабские граниты	Постепенные переходы (?) в кварцевые сиениты	Щелочные граниты То же

*Район Осло
(варисские)*

T. W. F. Barth, 1944;
C. Oftedahl, 1960; R. V.
Dietrich e. a., 1965;
R. V. Dietrich, K. S.
Heier, 1967; Ф. Тернер,
Дж. Ферхуген, 1961

Кольцевые дайки, кон-
ические интрузии, зо-
нальные интрузии со все
более молодыми к центру
тел породами. Кальдеры

1. Комплекс вулкани-
тов: базальтовые, ром-
бен-порфировых трахи-
товых (80% площади) и
риолитовых лав. Мелкие
некки эссекситов

2. Комплекс интру-
зивных щелочных по-
род: а) ларвиниты (33%
площади интрузий); б)
экериты (16%); в) биоти-
товые граниты (17%)

Рибекит-арфведсонито-
вые и амфибол-эгирино-
вые экериты, иногда
с альшидтом, астрофил-
литом. Ларвиниты пере-
ходят в кварцевые норд-
маркиты и бедные квар-
цем экериты

Батолит Голден Хорн

Северные Каскады, Ва-
шингтон, США (третич-
ные)

R. Misch, 1965, 1966;
R. J. Stull, 1973

1. Щелочные граниты
с щелочным амфиболом

2. Моношпатовые био-
титовые граниты с фер-
рогастингситом

*Рокалл, Северная Атлан-
тика (третичный)*

R. A. Sabine, 1960;
D. G. Roberts e. a., 1972;
H. S. Washington, 1914

3. Двухшпатовые био-
титовые граниты с рого-
вой обманкой. Порфи-
ровидные эгириновые
граниты с шпирами, по-
лосами, а возможно, и
жилами рокаллитов.
Граниты и рокаллиты
содержат альшидит

Монгольская

Дашибалбарский (Mz₁)

С. Б. Брандт и др.,
1970; В. И. Коваленко и
др., 1971

Форма выхода близка
к прямоугольной с пло-
щадью 200 км²

В северо-восточном
контакте многочисленные

1) в глубинных (более
эродированных) частях —
средне- или крупнозерни-
стые лейкократовые ка-
тафоритовые граниты.
В апикальных частях —
более меланократовые
разности с 2) многочис-
ленными дайкообразны-

Не установлены

4

5

6

гия

Контролируются кольцевыми или полигональными трещинами

Резкие, интрузивные. Эндоконтактные зоны закалки. Апофизы

В основном базальты, на юге — континентальные метаморфические породы архея (льбиская серия)

То же

Народная Республика

Толща сероцветных терригенных пород верхнего триаса, в верхней части переслаивающаяся с кислыми и субщелочными вулканитами. Массив тяготеет к межформационной поверхности на

Массив резко дискордантно пересекает триасовые отложения и их ороговиковывает. Контакты резкие, интрузивные, с апофизами, ксенолитами и зонами эндоконтактной закалки.

Щелочные гранитоиды

1	2	3
<p>апофизы гранитов и пластовые тела гранофилов фазы дополнительных интрузий, согласные со складчатой структурой триасовых отложений</p>	<p>ми субвулканическими телами щелочных гранит-порфиров, фельзитов и сферолитов и 3) шпировыми щелочногранитными пегматитами</p>	
<p><i>Баян-Уланский (Г)</i> В. И. Коваленко и др., 1974; Л. П. Зоненшайн, 1971 Форма выхода округлая, несколько вытянутая в северо-восточном направлении. Площадь более 1000 км². Щелочные гранофиры и граносиениты — пологие дайки, жилы, мелкие штоки</p>	<p>Моношпатовые аляскиты с биотитом и с шпировыми телами топаз- и циннвальдитсодержащих гранитных пегматитов; 2) щелочные гранофиры, порфировидные граниты и граносиениты</p>	<p>Не установлены</p>
<p><i>Южно-Гобийский поле (МНР)</i> В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, А. В. Горегляд, 1971; В. И. Коваленко и др., 1973</p>		
<p><i>Хар-Хадский (Mz₁)</i> Данные Л. В. Филиппова, М. И. Кузьмина, В. С. Антипина; В. И. Коваленко и др., 1973 Форма выхода — оваловидная, вытянутая в субширотном направлении. Площадь 25 км². Круполовие тело с крутым падением северной поверхности контакта. С юга тектонически срезовано</p>	<p>1) среднезернистые ка-тафоритовые и амфибол-эгриновые граниты; в эндоконтакте закаленные мелкозернистые, пегматоидные; 2) дайки кварцевых порфиров; 3) дайки экеритов и грорудитов (к зоне эндоконтакта)</p>	<p>Окварцевание щелочных гранитов, гранит-порфиров В зонах разломов альбитизация и эпидотизация</p>
<p><i>Лугингольский (Mz₂)</i> В. И. Коваленко и др., 1973; В. И. Коваленко и др., 1974</p>	<p>1) щелочные габброиды (ксенолиты); 2) псевдолейцит- и нефелинсодер-</p>	<p>1) зоны грейзеннизации сиенитов с внутренними кварцевыми</p>

4	5	6
<p>границе отложений девона и триаса вблизи от пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простираний</p> <p>Верхнепермская морская моласса и триасовая обломочная моласса с вулканитами среднего и кислого субщелочного состава. Массив приурочен к центру верхне-пермско-триасового прогиба</p>	<p>К зонам эндоконтактов тяготеют многочисленные тела шпировых пегматитов различного размера</p> <p>Поздние тела щелочных гранит-порфиров, фельзитов и сферолитов имеют флюидальную текстуру и ничем, кроме интрузивной формы тел, не отличаются от субщелочных эффузивных пород, залегающих в разрезе триасовых отложений</p> <p>Контактные соотношения такие же, как в Дашбалбарском массиве</p>	<p>Ассоциация моношпатовых гранитов литий-фтористого геохимического типа и щелочных гранитоидов</p>
<p>Палеозойские гранодиориты и порфировидные биотитовые граниты, кислые эффузивы</p>	<p>Резкие, интрузивные, срезающие контакты разнородных вмещающих пород. Апофизы, ксенолиты, останцы кровли биотитовых гранитов. Экзоконтактовое воздействие — ороговывание</p>	<p>Щелочные гранитоиды</p>
<p>Верхнепермские флишеподобные терригенные породы (сланцы, алевро-</p>	<p>Массив несет всю структуру позднепалеозойских пород. Вмещаю-</p>	<p>Щелочные породы</p>

1	2	3
<p>Форма выхода — оваловидная, слабо вытянутая в субширотном направлении. Площадь 10 км². Форма массива близка к куполовидной с многочисленными радиальными и более редкими кольцевыми дайками</p>	<p>жащие сиениты главной фазы; 3) дайки псевдолейцитовых тингуантов; 4) дайки мелкозернистых нефелиновых сиенитов; 5) дайки тингуантов; 6) дайки кварцевых порфиров и граносиенит-порфиров</p>	<p>обособлениями; 2) карбонатные и флюорит-карбонатные жилы с концентрированной редкоземельной минерализацией (бастнезит и др.)</p>
<p><i>Элсутунский (Mz₁)</i></p> <p>Вытянутая в субширотном направлении форма выхода площадью 20 км²</p>	<p>1) среднезернистые моношпатовые катафоритовые граниты; 2) редкие жилы пегматитов; 3) кварцевые порфиры со стекловатой основной массой</p>	<p>Не установлены</p>
<p><i>Барун-Богдинский (Mz₁)</i></p> <p>Вытянутая в северо-восточном направлении форма выхода площадью 20 км²</p>	<p>1) среднезернистые моношпатовые катафоритовые граниты; 2) дайки катафоритовых и катафорит-биотитовых пегматоидных гранитов</p>	<p>»</p>
<p><i>Дзамынудский (Mz₁)</i></p> <p>Площадь 50 км². Куполовидная форма с волнистой апикальной поверхностью</p>	<p>1) среднезернистые моношпатовые катафоритовые и катафорит-эгириновые граниты с редкими шпировыми пегматитами; 2) дайки гранит-порфиров</p>	<p>»</p>
<p><i>Хан-Богдинский (Mz₁ или P — T)</i></p> <p>В. И. Коваленко и др., 1971; М. В. Дуранте и др., 1975; В. И. Коваленко и др., 1975</p>	<p>1) биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и граносиениты (провесы кровли); 2) среднезернистые моношпатовые арфведсонит-эгириновые граниты главной фазы;</p>	<p>1) окварцевание пегматитов, иногда сопровождаемое образованием полилитонита; 2) образование карбонатных и кварц-карбонатных прожилков; 3) гематитизация щелочных гранитов, экеритов, пегматитов</p>
<p>Оваловидная, вытянутая в субширотном направлении форма выхода площадью более 1000 км². В разрезе по гравиметрическим данным — пластинообразная залежь с глубиной подошвы 2,5—7 км и с постепенно уменьшающейся мощностью в юж-</p>	<p>3) полого залегающие шпировые щелочногранитные пегматиты и жильные пегматоидные щелочные граниты; 4) жильные тела редкометальных мелкозернистых экеритов, гродуди-</p>	

4	5	6
литы, песчаники) Кислые эффузивы верхнепалеозойского воз- раста	щие породы ороговико- ваны. Контакты масси- ва с вмещающими поро- дами резкие, интрузив- ные. Имеются апофизы и ксенолиты. Породы ксенолитов местами фе- нитизированы. Мелко- зернистые закаленные породы — только в апо- физах	Щелочные гранито- иды
Среднепалеозойские хлоритовые сланцы	Резкие, интрузивные »	То же
Нижнепермские эффу- зивно-туффогенные поро- ды	»	»
Каменноугольные и пермские эффузивные толщи, реже — более древние (докаменноуголь- ные) зеленокаменные тол- щи с прослоями кремни- стых и карбонатных пор- род. Массив тяготеет к межформационной по- верхности между дока- менноугольными и ка- менноугольно-пермскими толщами	Контакты всех разно- видностей гранитов мас- сива с вмещающими по- родами и провесами кров- ли совершенно четкие и резкие, нередко с апо- физами. В эндоконтакте закаленные мелкозерни- стые пегматоидные гра- ниты, в экзоконтакте — ороговикование, редко маломощная фенитиза- ция. Под воздействием жильных и плирировых тел щелочногранитных	Щелочные гранито- иды

1	2	3
<p>ном направлении. Куполовидная форма апикальной поверхности сложного рельефа. Центральная часть ее отделена от периферии кольцевым гребневидным выступом. Поверхность эрозии близка к апикальной поверхности. Положение гребневидного выступа контролирует размещение разнообразных щелочногранитных пород с редкометальной минерализацией. В северном экзоконтакте массива — комагматичный с гранитами вулканоглутонаический комплекс (с комендитами)</p>	<p>тов, роккалитов с шпировыми телами щелочногранитных пегматитов, иногда полустекловатых пантеллеритов; часто — породы полосчатого строения с чередованием полос сложенных каждой из перечисленных разностей пород; субгоризонтально залегающие тела имеют зональное строение (снизу вверх): крупноблоковый пегматит (Мкл, Кв, Арф, Эг, Эльп) сменяется зоной кварца с кристаллами эгирина (или амфибола) и эльпидита, а в апикальной части — зоной экеритов или рокалитов; 5) микросениты и гранит-порфиры</p>	

нением среди вмещающих пород Хан-Богдинского массива пользуются каменноугольные и пермские эффузивные толщи, реже (юго-западный край массива) — более древние, докаменноугольные толщи.

Докаменноугольные отложения представлены в нижней части зеленокаменно измененными основными эффузивами и габбро, а в верхней — кремнистыми, кремнисто-граувакковыми и сланцевыми толщами с андезитами. Кремнистые породы с разрывом перекрываются толщей мелко- и среднегалечных конгломератов с флорой нижнего карбона.

Эта толща сложена андезитами, их туфами и обломочными породами. Она рвется телами игнимбригов среднего и кислого состава.

На нижнекаменноугольных породах с тектоническим контактом залегает толща кислых лав. Верхний горизонт ее пересекается гранитами Хан-Богдинского массива.

По-видимому, выше нижнепермских пород залегает еще одна толща неясного возраста, сложенная в низах базальтовыми, андезит-базальтовыми, андезитовыми порфиритами и их туфами, а в верхах — липаритовыми и трахилипаритовыми порфиритами и их туфами. Среди кислых и щелочных лав находятся многочисленные субвулканические тела, в том числе щелочных гранитов и их порфиритовых аналогов. По-видимому, щелочные липариты комагматичны щелочным гранитам Хан-

4	5	6
	пегматитов вмещающие основные и кислые эффузивы фенитизируются и пегматитизируются	

Богдинского массива. Имеющиеся данные калий-аргоновой датировки гранитов по разным минералам указывают на их позд-непалеозойский возраст.

В целом каменноугольно-пермские породы слагают крупную, свыше 40 км в диаметре плоскодонную мульду, наложенную на докаменноугольное основание. Породы последнего относятся к формациям, характерным для эвгеосинклинальных зон. В этом случае устанавливается, что Хан-Богдинский массив залегает не среди древнего кристаллического основания (Уланульский сиалический блок), а по существу среди пород герципской Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоны.

Представляется, что внедрение магмы щелочных гранитов могло осуществиться по межформационной поверхности между докаменноугольными и каменноугольно-пермскими толщами. Отсюда предполагаемая форма массива — крупная межформационная залежь. Контактная поверхность гранитов Хан-Богдинского массива на западе, юге и севере весьма полого (5—15°) погружается под вмещающие породы. При этом, как уже говорилось, к северу от массива отмечаются выходы отдельных субвулканических тел щелочных гранитов и трахилипаритов верхней толщи, в связи с чем здесь предполагается наличие комагматического с массивом вулканоплутонического комплекса, расположенного на более высоком эрозионном срезе.

В самом массиве, особенно в гипсометрически повышенных участках рельефа, имеются останцы кровли, контакты которых относительно горизонтально залегают в центральных частях массива и полого погружаются к югу, западу и востоку в эндоконтактовых частях. Падение пологой отдельности в гранитах, совпадающее с падением их контактовой поверхности, также направлено в сторону вмещающих пород. Эти данные указывают на куполообразную форму кровли массива и на слабый эрозионный его срез. Контакты всех разновидностей гранитов массива с вмещающими породами совершенно резкие и четкие, иногда с апофизами. В экзоконтактовом ореоле эффузивные породы ороговиковываются, реже слабо фенитизируются (зоны шириной несколько дециметров).

Хан-Богдинский массив сложен преимущественно среднезернистыми моношпатовыми щелочными гранитами массивной текстуры. Внутренняя структура его подчеркивается пространственным распределением ксенолитов и провесов кровли вмещающих вулканогенных пород, а также размещением многочисленных даек разнообразных экеритов, грорудитов, щелочных гранит-порфиров и щелочногранитных пегматитов, нередко несущих редкометалльную минерализацию. Из рис. 1 видно, что ксенолиты (провесы кровли) и дайки перечисленных выше жильных пород чаще всего концентрируются вдоль кольцевой зоны, отделяющей центральную часть массива от его периферии. Эта кольцевая зона четко фиксируется в современном рельефе наиболее высокими гипсометрическими отметками, представляя собой своеобразный кольцевой гребень на поверхности массива, к вершинам которого приурочены упоминавшиеся уже провесы кровли. Если судить по элементам залегания пологой отдельности гранитов, которая обычно совпадает с залеганием контактовой поверхности, то рассматриваемый кольцевой гребень, видимо, является элементом структуры апикальной поверхности массива, а не возникает в результате избирательной эрозии этой поверхности.

Можно еще раз повторить, что современная эрозионная поверхность, видимо, весьма близка к апикальной поверхности массива.

Дайки редкометалльных экеритов и пегматитов также обычно тяготеют к рассматриваемому кольцевому гребню на апикальной поверхности массива. Направление простираения даек и самого гребня близкое. В северной и южной частях гребня дайки падают внутрь массива (под гребень) под углами $20-80^\circ$. Иногда между кровлей и гранитами отмечались субгоризонтально залегающие дайки. В западной части гребня дайки залегают практически вертикально.

Характерным элементом внутренней структуры Хан-Богдинского массива является также протяженная (около 15 км) субширотная дайка микросиенитов, расположенная в южной его

половине. Более редкие дайки аналогичных микросиенитов установлены и в северо-западной части массива.

В целом, по-видимому, кольцевые и субширотные тектонические зоны определяют внутреннюю структуру Хан-Богдинского массива. Наиболее четко они фиксируются и при дешифровании космических фотоснимков рассматриваемого массива.

К сожалению, данных о глубинном строении Хан-Богдинского массива практически нет. Ю. А. Зорин с сотрудниками прошли один гравиметрический профиль через Хан-Богдинский массив от его северо-западной периферии к юго-восточной (Дуранте и др., 1976). Гравиметрические данные позволяют предполагать, что тело Хан-Богдинского гранитного массива в разрезе представляет собой пластинообразную залежь с глубиной подошвы 2,5—7 км и постепенно уменьшающейся в южном направлении мощностью.

Последовательность образования пород Хан-Богдинского массива следующая (от древних к молодым): 1) биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и граносиениты; 2) среднезернистые щелочные моношпатовые граниты главной фазы; 3) подлого залегающие шпировые щелочногранитные пегматиты и жильные пегматоидные щелочные граниты; 4) редкометалльные мелкозернистые экериты, экерит-порфиры и полосчатые тела переслаивающихся экеритов, рокаллитов с шпировыми щелочногранитными пегматитами; 5) микросиениты и гранит-порфиры.

В послемагматический этап произошло окварцевание пегматитов и гранитов с образованием кварцевых штоков и жил, формирование карбонатных и кварц-карбонатных жил, а также гематитизация щелочных гранитов.

Биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и граносиениты отмечаются только в провесах кровли массива. Они четко пересекаются щелочными гранитами главной фазы. В зоне контакта последние приобретают мелкозернистую структуру и в них появляются многочисленные пегматоидные шпирь. Местами здесь отмечались магматические брекчии, сложенные округленными обломками в различной степени фенитизированных биотитовых гранитов и цементирующими их пегматоидными щелочными гранитами главной фазы.

Разнообразные щелочногранитные пегматиты (шпировые и жильные), мелкозернистые экериты (с пегматитами и без них), как уже говорилось, обычно тяготеют к зоне кольцевого гребня, реже к зоне эндоконтакта. Строение этих зон весьма сложное. Рассмотрим строение тел пегматитов и экеритов на примере участков, которые при этом часто несут концентрированную редкометалльную минерализацию.

Участок Центральный приурочен к центральной части западной половины массива в 3 км к северо-западу от г. Хулустэн-Хора-Ула. Здесь весьма широко развиты амфиболсодержащие щелочные граниты с редкометалльной минерализацией.

Последняя здесь концентрируется, как и в других участках массива, в телах экеритов и пегматитов, залегание которых субгоризонтальное, приблизительно параллельное контакту щелочных гранитов и вулканитов кровли.

В настоящее время тела (или тело) редкометалльных гранитоидов фиксируются по изолированным выходам пегматоидов, слагающим отдельные холмики на гранитной равнине. Однако удается проследить, что эти изолированные выходы пегматоидов в восточной части участка сливаются, образуя единое, субгоризонтально залегающее тело (рис. 2). В каждом из холмиков отмечается сходная вертикальная зональность, когда снизу вверх гранит главной фазы с резким контактом сменяется крупноблоковым пегматитом (микроклин, кварц, щелочной амфибол или псевдоморфозы эгирина по нему, альпидит), выше которого располагается кварцевое ядро с эгирином и крупными, хорошо ограненными кристаллами альпидита. Иногда на кварцевой зоне в виде «нашлепок» имеются останцы зоны мелкозернистых эгириновых экеритов. Иногда зона грубозернистых пегматитов сложена крупными кристаллами микроклина, кварца, альпидита и некоторых более редких минералов, которые цементируются основной массой, сходной по составу и структуре с мелкозернистым эгириновым экеритом.

В пределах восточной части тела, характеризующейся наиболее полной зональностью, видно, что все перечисленные выше зоны занимают вполне закономерное место, в том числе и зона мелкозернистых экеритов, тяготеющая к самой апикальной части тела. Меняются в разных участках роль и размеры кварцевого ядра. Обычно оно содержит кристаллы щелочных амфиболов и пироксенов или редкометалльных минералов, но бывают мономинеральные кварцевые зоны с реликтами различных минералов и даже апикальных экеритов. В некоторых случаях кварцевые зоны контактируют непосредственно с щелочными гранитами главной фазы. При этом последние интенсивно окварцовываются и лишаются всех темноцветных минералов, а иногда — и полевых шпатов. Очевидно, кварцевые породы имеют способность образовываться при метасоматической переработке как пегматитов и экеритов самих рудоносных тел, так и вмещающих их гранитов.

Соотношения же пегматитов и экеритов с гранитами — обычные, интрузивные. В некоторых случаях в лежачем эндоконтакте пегматоида, как и в апикальной его части, имеются маломощные зоны экеритов. В них обычны мелкие шпирки пегматитов, обогащенные редкометалльной минерализацией. Подчеркнем, что экериты апикальных частей описываемого тела постепенно уменьшают свою зернистость по направлению к предполагаемой кровле массива.

Участок Армстронгитовый тяготеет к провесу кровли эффузивных пород (50 × 20 м) в щелочных пегматоидных гранитах

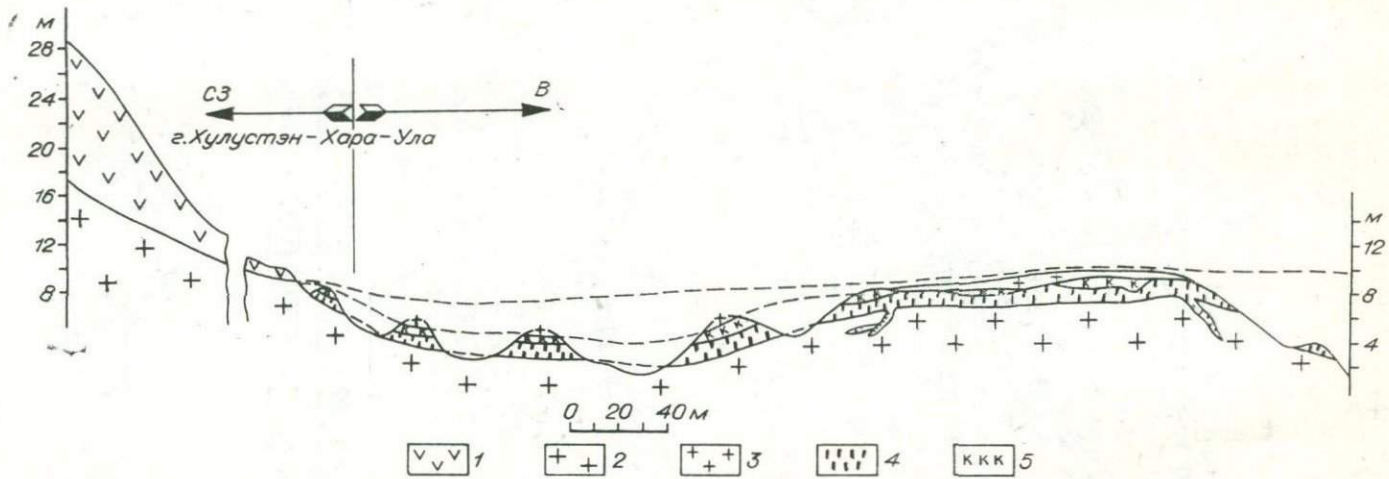
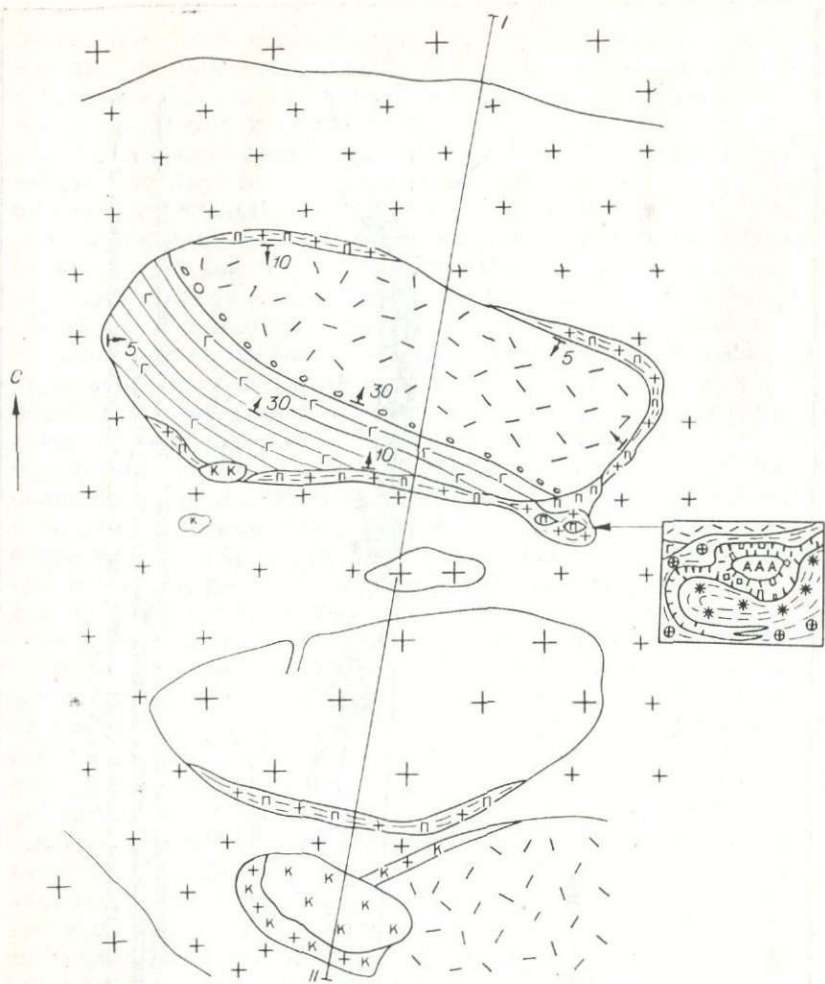
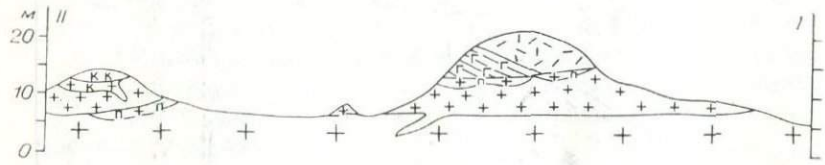


Рис. 2. Тело пологозалегающих редкометальных щелочных гранитоидов (экеритов и пегматоидов) в апикальной части Хан-Богдинского массива (Центральный участок).
 1 — вмещающие эффузивы; 2 — щелочные граниты главной фазы; 3 — экериты; 4 — щелочногранитные пегматоиды; 5 — зона кварцевых пород.



0 3 6 9 M

- | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | |
| | | | | | | |



(рис. 3). Эффузивы здесь представлены более ранними средними породами (переслаивание порфиритов, порфиритовых лаброкчей, туфов порфиритов и т. п.), а также относительно молодыми липаритами.

Пегматоидные щелочные граниты срезают контакт между средними и кислыми вулканогенными породами. При этом последние ороговикованы и в зоне мощностью 10—20 см фенитизированы. Контакты гранитов с фенитами резкие, секущие. Падение их — внутрь останца. Пегматоидные щелочные граниты здесь образуют пологозалегающее (почти горизонтальное) секущее тело, приуроченное к контакту щелочных гранитов главной фазы с упомянутым выше провесом кровли. Граниты содержат многочисленные шпирки пегматоидов, часто с армстронгитом, титаносиликатами щелочей и другими редкометалльными минералами. В непосредственном эндоконтакте пегматоидного гранита (зона мощностью 10—15 см) развиты полосчатые мелкозернистые «закаленные» граниты с пятнистой текстурой, обусловленной наличием скоплений («пятен») мелких призм эгирина, мелких шпирков пегматитов. «Пятна» в породе распределены сравнительно равномерно.

Кроме мелких пегматоидных шпиров в гранитах имеется один достаточно крупный (4 ± 3 м), приуроченный к юго-восточной части эндоконтактной зоны. Этот шпир пегматита, особенно богатый армстронгитом и другими редкометалльными минералами, с периферии окружен довольно мелкозернистыми пегматоидными экеритами с пятнистой текстурой, которые продолжают вдоль почти всего эндоконтакта пегматоидных гранитов. Внутренняя часть шпира имеет сложное полосчатое строение с чередованием полос мелкозернистых экеритов и более грубозернистых пегматоидных пород. Полосы часто образуют сложную концентрическую картину, подчеркивая своим простираанием форму шпира. Контакт пегматоидов с кислыми вулканитами резкий, интрузивный. В пегматитах находятся ксенолиты фенитизированных липаритов. В целом наблюдаем здесь сложно построенное тело редкометалльного щелочного гранитоида, сложенного и экеритом, и пегматитом, которое в то же время имеет резкие интрузивные контакты как с вмещающими эффузивными породами (состав которых заметно не влияет на состав редкометалльных гранитов), так и с гранитами главной фазы.

Рис. 3. Схематический план участка Армстронгитового (а) и разрез I—II через участок (б).

1 — элементы залегания пород; 2 — основные эффузивы; 3 — липариты и брекчии основных эффузивов в основании разреза липаритов; 4 — щелочные граниты главной фазы; 5 — мелкозернистые пегматоидные щелочные граниты; 6 — «слоистые» тела экеритов и пегматитов; 7 — окварцованные щелочные граниты; 8 — кварцевые породы; 9 — мелкозернистые экериты; 10 — экериты с «солнцами» эгирина; 11 — щелочно-гранитные пегматоиды с армстронгитом; 12 — зона анхимономинерального армстронгита.

Участок Северный, богатый амфиболсодержащими гранитоидами, расположен в северной части массива в зоне контакта щелочного гранита с провесом кровли среднепалеозойских кислых и средних эффузивов повышенной щелочности (рис. 4).

Щелочные граниты в зоне контакта с эффузивами представлены неравномерно-зернистыми пегматоидными разновидностями, характерными и для других участков эндоконтакта массива. Рвущие взаимоотношения гранитов с эффузивами наблюдаются в северо-западной части участка, а в других местах контакт между ними перекрыт современными песками. Эффузивы и граниты пересекаются многочисленными субширотными дайками слоистых пород, сложенных чередующимися мелкозернистыми экеритами и щелочногранитными пегматитами, резко обогащенными редкометалльными минералами. Мощность таких тел достигает 20—15 м при их длине по простиранию до 1,5 км. Дайки местами рассекают контакт щелочных гранитов с эффузивами.

Среди даек имеются такие, которые сложены не только экеритами, но наполовину и более пегматоидными породами (дифференцированные, или «слоистые», дайки). В других дай-

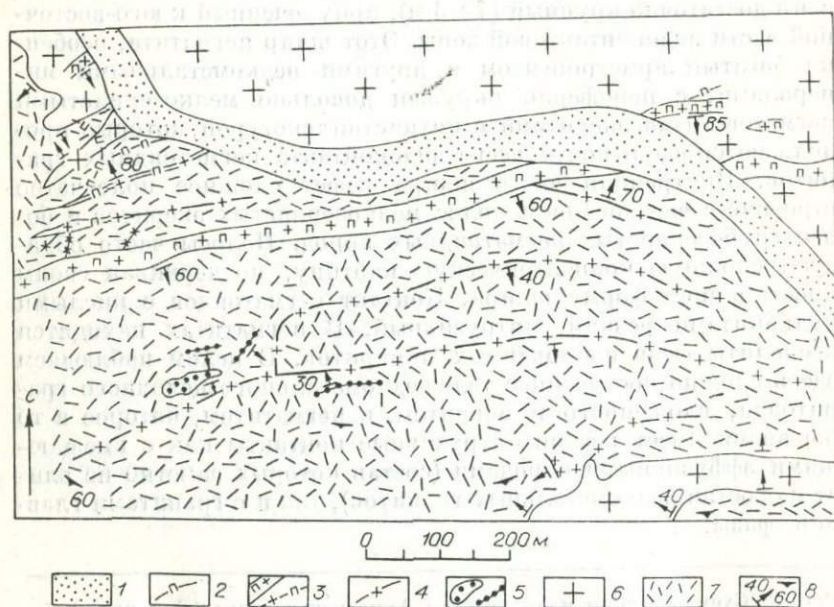


Рис. 4. Схема геологического строения участка Северного (Хан-Богдинский массив).

1 — современные пески; 2 — щелочногранитные пегматоиды; 3 — слоистые тела экеритов и пегматитов; 4 — тела экеритов; 5 — натриевые риолиты; 6 — щелочные граниты фации эндоконтакта; 7 — трахиты и туфобрекчии трахитов; 8 — элементы залегания пород и элементы флюидальности трахитов.

ках, наоборот, распространены преимущественно мелкозернистые экериты и грорудиты, а пегматоидных пород мало (слабодифференцированные или недифференцированные дайки).

Примеры строения тел слоистых даек с существенным участием удлиненных шпиров пегматитов приведены на рис. 5. Не отмечается приуроченности пегматитов к каким-либо постоянным участкам даек. Как правило, шпирь пегматитов ориентированы своим удлинением согласно общему простиранию даек и полосчатости экеритов. Во многих случаях наблюдались концентрические текстуры, когда шпирь пегматитов эллипсовидной формы окаймлялись полосами мелкозернистых экеритов, те, в свою очередь, полосой пегматита и т. д. В таких сложных слоистых дайках можно выделить несколько наиболее часто повторяющихся разновидностей пород. Это, во-первых, пегматиты, во-вторых, мелкозернистые, богатые кварцем щелочные граниты и, в-третьих, меланократовые мелкозернистые экериты. Каждая из этих разновидностей может быть обогащена цирконосиликатами щелочей и другими редкометалльными минералами. В ряде пегматитовых и экеритовых жил отмечено резкое обогащение эльпидитом (до 30%).

В одной из даек, залегающей в туфобрекчиях, в эндоконтактовых зонах отмечаются брекчии, сложенные обломками

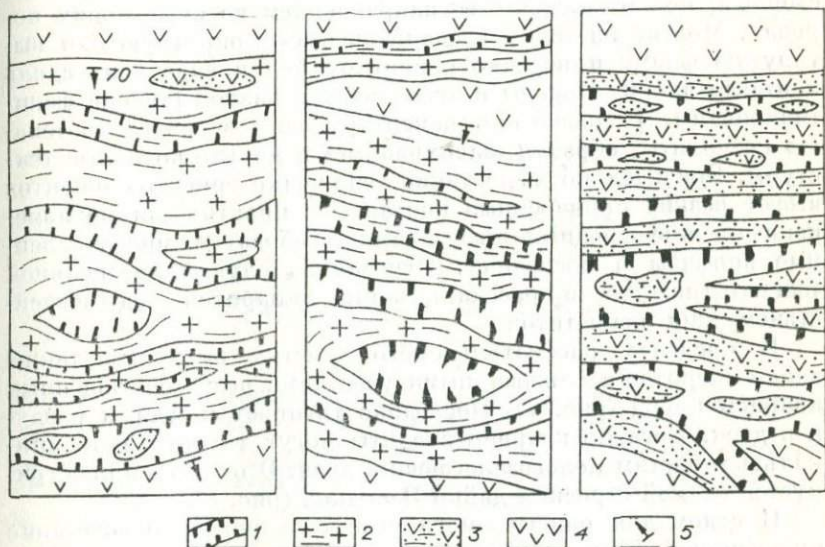


Рис. 5. Примеры внутреннего строения слоистых тел экеритов и пегматитов.

1 — щелочногранитные пегматоиды; 2 — трахитоидные экериты; 3 — рассланцованные и фенитизированные трахиты; 4 — вмещающие трахиты; 5 — элементы залегания пород. Справа показан поперечный разрез через зону «пегматизации» трахитов в зоне пережима «слоистого» тела.

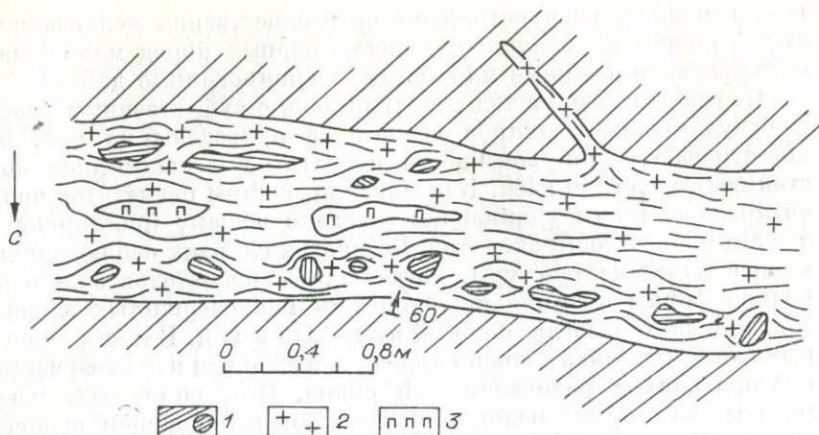


Рис. 6. Эруптивная брекчия в слоистом теле.

1 — трахиты и направление их флюидалности; 2 — трахитоидные экериты; 3 — целочугогранитные пегматоиды.

флюидалных липаритов и туфобрекчий, сцементированных более мелкозернистыми и тонкополосчатыми экеритами (рис. 6). Флюидалность липаритов в обломках ориентирована в разные стороны, не согласуясь с ее направлением во вмещающих породах. Многие из таких ксенолитов имеют округлую или вытянутую форму и нередко ориентируются в виде лент вдоль контакта дайки. Породы в ксенолитах в разной степени фени- тизированы. Полосчатость цементирующих экеритов «обтека- ет» ксенолиты, образуя «завихренные» и другие подобные тек- стуры. Значительно чаще такие тела мелкозернистых экеритов имеют резкие приваренные контакты с практически не изме- ненными вмещающими эффузивами и образуют многочислен- ные апофизы в последних. Отмечались случаи интенсивной «пегматитизации» и расщелачивания липаритов под воздей- ствием жил пегматитов.

В пределах рассматриваемого участка выявлены также дайки экеритов с линзовидными участками резко обогащенных кварцем пород (рис. 7). Последние тяготеют к местам разду- вов даек. Богатые кварцем экериты могут тяготеть и к апи- кальным частям пологозалегающих даек. Этот факт иллюстри- руется схемой строения дайки Западной (рис. 8).

В целом для описываемого участка характерно сочетание интрузивной формы тел экеритов и пегматитов (наличие рез- ких контактов с вмещающими породами, апофиз во вмещающих породах, ксенолитов вмещающих пород в экеритах, секущее положение по отношению к контактам липаритов с андезитами, андезитов с гранитами и т. п.) с резкой неоднородностью их внутреннего строения.

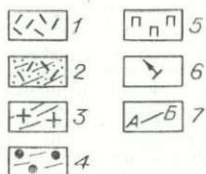
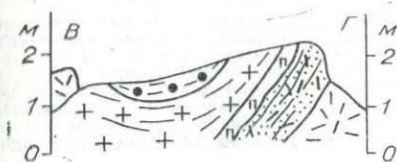
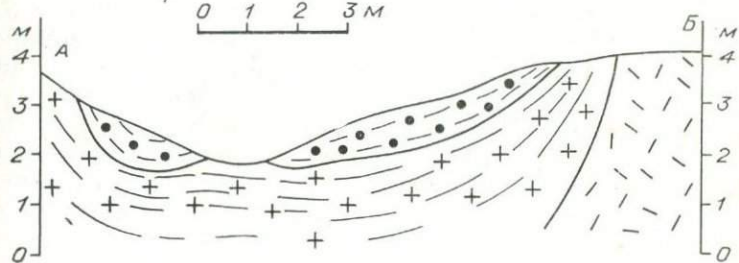
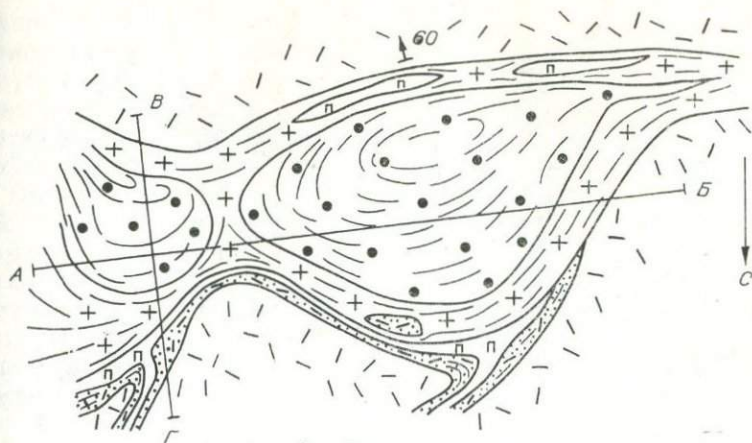


Рис. 7. Строение «слоистого» тела редкометалльных щелочных гранитов с апикальной зоной богатых кварцем пород.

1 — вмещающие эффузивы; 2 — расланцованные и фенитизированные эффузивы; 3 — трахитоидные экериты; 4 — богатые кварцем щелочные гранитоиды; 5 — щелочногранитные пегматиты; 6 — элементы залегания пород; 7 — линии геологических разрезов.

Участок Дорожный расположен в северной части массива в 2 км южнее Хан-Богдо-Сомона и в 1 км восточнее Цаган-Тологой-Хида. Здесь имеются и гомогенные слабодифференцированные экеритовые и пегматитовые тела и полосчатые дифференцированные жилы, сложенные многочисленными полосами экеритов и пегматитов. Тела этих пород пересекаются кварце-

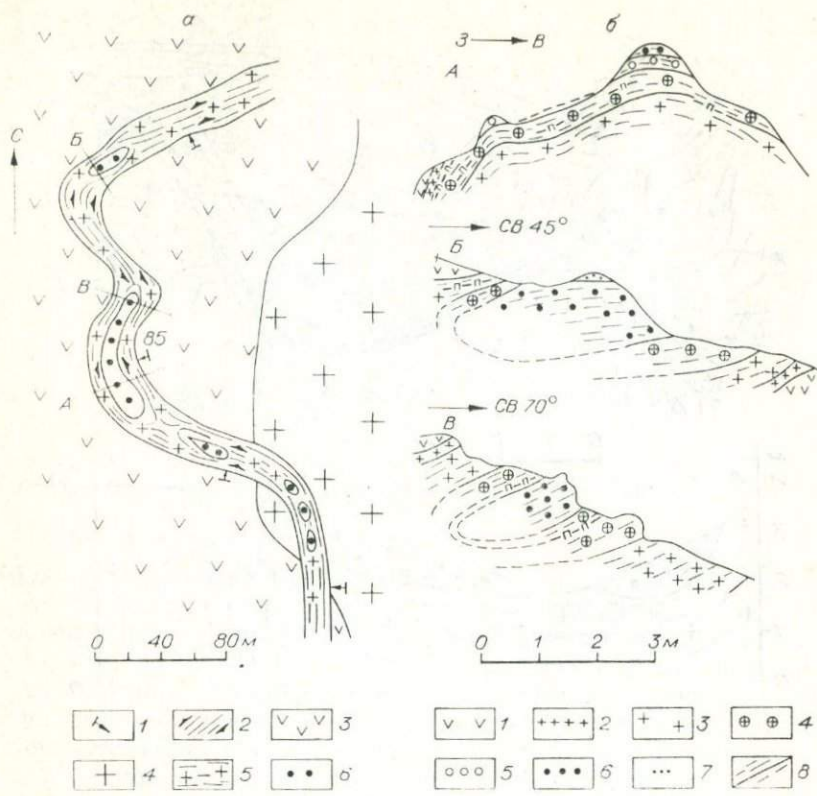


Рис. 8. «Слоистое» тело Западное (Хан-Богдинский массив).

a — строение тела; 1 — элементы залегания пород; 2 — элементы трахитовидности и полосчатости «слоистого» тела; 3 — вмещающие эффузивы; 4 — щелочные граниты главной фазы; 5 — трахитоидные эгериты; 6 — богатые кварцем щелочные гранитоиды; А, Б, В — линии геологических разрезов; б — разрезы через тело: 1 — вмещающие эффузивы; 2 — мелкозернистые «закаленные» эгериты; 3 — трахитоидные эгериты; 4 — рокаллиты; 5 — богатые кварцем амфиболовые эгериты; 6 — богатые кварцем эгириновые эгериты; 7 — мелкозернистые «закаленные» богатые кварцем эгириновые эгериты; 8 — направление трахитовидности и слоистости щелочных гранитоидов.

выми (иногда с арфведсонитом, калишпатом и эльпидитом) жилами, штоками (горка Цаган-Тологой) и зонами окварцевания пород.

Одно из дифференцированных тел (рис. 9) представляет собой, видимо, небольшой останец (4×4 м) горизонтально залегающего тела раздифференцированного щелочногранитного пегматита. Она располагается на среднезернистом арфведсонит-эгириновом граните главной интрузивной фазы. Контакт пегматита и гранита четкий. Соприкасающаяся с ним зона пегматитового тела сложена крупнозернистой породой, отличающейся от гранита наличием полилитнионита (до 10%) и отсутствием арфведсонита. Несколько выше ее располагается зона

крупноблокового щелочногранитного пегматита с обильным щелочным амфиболом, обогащенная редкометалльными минералами.

Внутри пегматоидной зоны — кварцевое «ядро» с крупными кристаллами силикатов редких земель, ниобия, полилитиионита и ряда цирконосиликатов.

Кверху пегматоид сменяется темно-зеленым мелкозернистым меланократовым эгириновым экеритом, также с редкометальной минерализацией. В нем имеются вкрапленники калиевого полевого шпата и кварца и мелкозернистая, богатая тонкоиглольчатом эгирином, основная масса. Второе тело редкометальных гранитоидов более крупное и сложное по строению (рис. 10).

С юго-запада на северо-восток в дайке отмечается следующая смена пород. На юго-западном окончании имеются выходы изумрудно-зеленых мелкозернистых меланократовых, богатых эгирином экеритов с вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата и мелкозернистой кварц-эгириновой основной массы. Порода богата редкометалльными минералами. В эгириновых экеритах наблюдаются многочисленные шпирообразные обособления, иногда с апофизами, существенно кварцевых пород. Контакты экеритов с щелочными гранитами резкие, интрузивные, с многочисленными апофизами экеритов в граниты. Граниты в экзоконтакте дайки практически не изменены. Судя по падению «слоистости» рассматриваемого тела, зона эгириновых экеритов располагается выше «слоев» других пород дайки.

К северо-востоку «слой» эгириновых экеритов сменяется «слоем» полосчатых гранофировых экеритов с щелочным амфиболом. Ориентировка полос и иглок амфибола параллельна контактам. Экериты пересекаются мелкими прожилками и двумя довольно крупными телами кварца. Местами в экзоконтактах дайки, а также вдоль жил кварца отмечается исчезновение щелочных темноцветных минералов. Далее по простиранию дайки снова появляются эгириновые экериты, которые

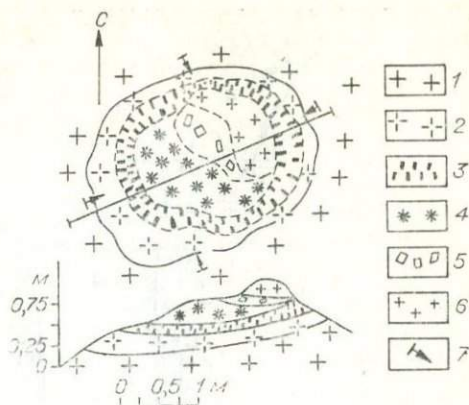


Рис. 9. Схема строения тела Редкоземельного (Хан-Богдинский массив).

1 — щелочные граниты главной фазы; 2 — щелочные граниты с полилитиионитом; 3 — щелочногранитный пегматит с минералами редких земель и ниобия; 4 — рокаллит с минералами редких земель и ниобия; 5 — крупноблоковый пегматит с арфведсонитом и калиевым полевым шпатом; 6 — эгириновый рокаллит; 7 — элементы залегания пород.

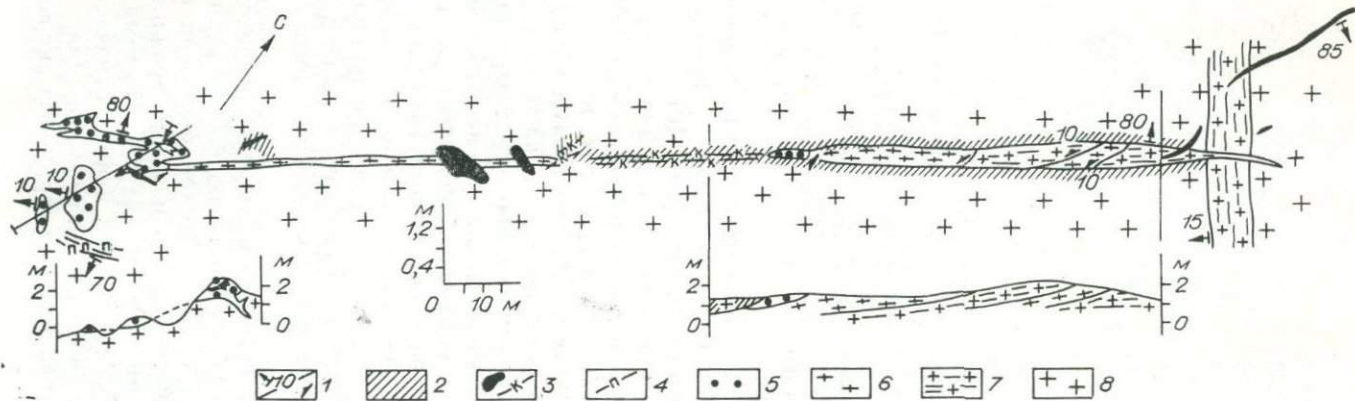


Рис. 10. Схема строения «слоистой» дайки щелочных гранитоидов.

1 — элементы залегания пород; 2 — зоны «обеления» гранитов; 3 — кварцевые жилы и зоны окварцевания; 4 — щелочногранитные пегматоиды; 5 — эгириновые рокаллиты; 6 — трахитоидные эгериты; 7 — эгериты с пятнистой текстурой; 8 — щелочные граниты главной фазы.

сменяются полосчатыми гранофировыми экеритами с щелочным амфиболом, а те, в свою очередь, — гранофировыми экеритами с пятнистой текстурой. Последние слагают наиболее нижние «слои» описываемой дайки.

Для данной дайки характерны, во-первых, отчетливая независимость ее внутреннего строения от состава и структуры вмещающих гранитов (с последними контактируют самые разнообразные по минеральному составу породы дайки), во-вторых, приуроченность мелкозернистых меланократовых эгириновых экеритов к участкам апикального выклинивания дайки. Экзоконтактовые щелочные граниты главной фазы, а также частично породы дайки подвергаются позднему осветлению, которое, по-видимому, связано с образованием кварцевых жил и зон.

Подводя итоги краткому рассмотрению геологического положения и строения щелочных амфиболом содержащих гранитоидов Хан-Богдинского массива МНР, подчеркнем следующее. Контактные соотношения как гранитов главной фазы, так и поздних тел экеритов и пегматитов, в том числе и «слоистых», однозначно свидетельствуют об их интрузивном характере. По-видимому, практически эти контактовые соотношения ничем не отличаются от таковых для интрузивных тел обычных гранитоидов или иных магматических пород. Для гранитов Хан-Богдинского массива характерны резкие, секущие контакты с редкими апофизами; независимость состава гранитов от состава вмещающих пород; наличие ксенолитов нередко слабо измененных или неизмененных вмещающих пород со следами их перемещения в вязком расплаве; наличие эруптивных брекчий с обломками вмещающих пород, сцементированных щелочными гранитоидами; развитие эндоконтактовых зон мелкозернистых закаленных пород; отсутствие реликтов «первичных» пород, которые можно было бы рассматривать как исходные, если допускать для щелочных редкометалльных гранитов послемагматическое апогранитное происхождение.

В то же время геологические наблюдения показывают удивительно неоднородное строение поздних тел «слоистых» экеритов, переслаивающихся с пегматитами и характеризующихся полосчатыми сегрегациями полевых шпатов, кварца, щелочного амфибола и других минералов. Эта вещественная и текстурно-структурная неоднородность — характерная черта полосчатых редкометалльных гранитоидов, отличающая их от обычных гранитов. В то же время распределение сегрегаций полевых шпатов, кварца и некоторых других минералов рассматриваемых гранитов, как правило, удивительно строго, с метасоматической точки зрения, и контролируется границами интрузивных тел: сегрегации располагаются приблизительно параллельно контактам их и практически никогда не выходят за контур интрузивного тела. Такие сегрегации нередко про-

долгаются в апофизы гранитов, проявлены в цементе эруптивных брекчий, но никогда не пересекают интрузивные контакты или ксенолиты в гранитах, «обтекая» все посторонние включения в гранитах. По-видимому, эти сегрегации присущи самим интрузивным телам гранитов, и геологические данные не позволяют отделить их образование от формирования интрузивных магматических тел.

Таким образом, характер контактовых взаимоотношений главных разновидностей щелочных гранитов Хан-Богдинского массива вплоть до поздних тел «слоистых» экеритов с разнообразными вмещающими породами свидетельствует об их интрузивном магматическом происхождении. Этот вывод вполне применим и для щелочных амфиболов соответствующих разновидностей гранитоидов, поскольку амфиболы не несут признаков наложенности на содержащие их породы. Данное положение детально рассмотрено в специальной работе (Коваленко, 1977).

Необходимо подчеркнуть двойственный генетический характер некоторых обособлений щелочногранитных пегматитов в «слоистых» телах. С одной стороны, они участвуют в общем текстурном рисунке «слоистых» тел, занимая положение, строго согласное с полосчатостью экеритов. Для них справедливо все сказанное выше о магматических сегрегациях щелочных гранитоидов. С другой стороны, в некоторых случаях обособления пегматоидов имеют жиллообразную форму, пересекают переслаивающиеся с ними экериты, независимо от них проникая во вмещающие породы и производя фенитизацию последних. Вообще наиболее интенсивно перерабатываются вмещающие породы именно под воздействием пегматитов, что указывает на существенное участие флюидов при их образовании. Сегрегации пегматоидов могут иметь нечеткие границы, обусловленные наличием в контактовой зоне дискретных метакристаллов кварца, калиевого полевого шпата, щелочного амфибола, развивающихся, например, во вмещающих гранитах или экеритах. Видимо, частично пегматоиды и характерные для них амфиболы могли развиваться в результате перекристаллизации и некоторой метасоматической переработки твердого гранита (Заварицкий, 1944, 1947), хотя в других случаях, как уже говорилось, тела пегматоидов имеют четкие интрузивные контакты. В соответствии с такой двойственной природой пегматитов их образование допускается в интервале от позднемагматического этапа до раннего послемагматического (Коваленко, 1977).

Многое из сказанного выше выдерживается и в других массивах и регионах (см. табл. 1). В частности, аналогичная последовательность и пространственное положение щелочных гранитов и пегматитов характерны для северо-восточной Тувы (Коваленко, Пополитов, 1970) и многих других регионов.

Иногда удается проследить рост количества альбита в апикальных частях тел щелочных гранитов. Например, в одном из массивов внизу развиты микроклин-альбитовые граниты с эгирином и рибекитом, которые выше переходят в пегматидные граниты аналогичного состава, а в апикальной части — в альбитовые рибекит-эгириновые граниты (Костин, Петрова, 1960). В щелочных гранитоидах Казахстана установлено, что с приближением к кровле в щелочных микроклин-альбитовых гранитах увеличивается количество шпировых и жилообразных тел щелочногранитных пегматитов, которые нередко отмечаются и в породах кровли (Минеев, 1968).

С последовательностью послемагматических метасоматитов в связи с щелочными гранитами пока нет полной ясности. Наиболее типичным процессом в щелочных гранитах МНР, а также различных других районов (см. табл. 1) является окварцевание (Коваленко и др., 1971). Впервые на наличие послемагматического окварцевания в щелочногранитных пегматитах Хан-Богдинского массива обратил внимание Д. С. Коржинский. Признаки метасоматической природы зон окварцевания в щелочногранитных пегматитах и гранитах следующие: метасоматическая зональность (хоть и хуже проявленная, чем, например, в грейзенах) с тенденцией к образованию мономинеральных кварцевых пород, признаки замещения исходных пород, реликты последних с разной степенью окварцевания, отсутствие контроля со стороны границ интрузивных тел. Иногда образование таких зон окварцевания пегматитов сопровождается появлением полилитоинита. Видимо, к рассматриваемым породам близки «полилитоинит-кварцевые грейзены» Улканского плутона (Гамалея, 1967), а также кварцевые жилы с щелочными темноцветными минералами из многих массивов (см. табл. 1).

Другие метасоматические породы менее выдержаны в щелочных гранитах, чем окварцованные зоны. Например, в одном из массивов северо-восточной Тувы в контакте щелочных гранитов и диоритов отмечались высокотемпературные биметасоматические микроклиниты и альбититы (Коваленко и др., 1966; Коваленко, Брандт, 1969). Их количественно-минеральный состав показан в табл. 2. Эти фельдшпатиты — более ранние образования, чем зоны окварцевания, по пока они не известны в других массивах. Также уникальна в этом массиве метасоматическая циртолитовая жила с рибекитом, приоритом и альбитом (Костин, Петрова, 1960).

В заключение напомним о некоторых ассоциациях амфиболсодержащих щелочных гранитов с другими магматическими породами (см. табл. 1).

В Монголии щелочные гранитоиды периферических зон мезозойского северо-восточного магматического ареала (Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии, 1975)

Таблица 2

Количественные соотношения минералов (об., %) в контактовых породах, образовавшихся при взаимодействии щелочных гранитов и габбро

Номер пробы	Зона, порода	Рас- стоя- ние от кон- такта, м	Ми- кро- клин	Кварц	Био- тит	Рибек- ит
	00. Эгирин-альбитовые граниты*			17,8		
	1. Рибекитовые граниты**		47,1	23,5		26,3
11а	2. Амфиболовые микроклины	1,2	75,0			25,0
9а		1,0	75,0			25,0
7а		0,8	75,0			25,0
5а		0,6	80,0			20,0
3а		0,4	85,0			15,0
1а		0,2	95,0			5,0
A413	3. Мономинеральные микроклины	0,0	100			
	4. Биотитовые микроклины					
A410		0,45	55,0		45,0	
A409		0,6	55,2		44,8	
A409		0,7	63,3		36,7	
A407		0,8	70,0		30,0	
A406		1,0	71,0		29,0	
A405		1,1	87,2		17,3	
A404	0. Габбро***	1,2	83,3		16,7	

* Состоит из кварца (17,8%), альбита (53,2%), эгирина (26,8%), рибекита (0,13%).

** Содержат 1,2% эгирина.

*** Состоит из плагиоклаза № 50 (54,2%), роговой обманки (28,4%), биотита (1,6%) и сфена (1,6%).

скорее всего пространственно связаны с преобладающими в этом ареале обычными биотитовыми гранитами. В Южно-Гобийском поясе щелочные граниты пространственно сближены с псевдолейцитовыми сиенитами и, возможно, с открытыми в последнее время здесь монцонитами и граносиенитами. Пространственная связь щелочных гранитов с биотитовыми (нередко с аляскитами) отмечена также для Улканского плутона Хабаровского края (Гамалея, 1968, 1969; Гамалея, Егоров, 1969), огнитского комплекса Восточного Саяна (Коваленко, 1964) и, может быть, для Нигерии (Jacobson e. a., 1958). До последнего времени считалось, что герцинские щелочные граниты Казахстана также пространственно сближены с биотитовыми гранитами (Зырянов, 1969; Минеев, 1968). В последнее время их относят к разным интрузивным комплексам (Леонтьев и др., 1972). Возможно, щелочные гранитоиды Горного Алтая также связаны с биотитовыми гранитами калбинского комплекса (Нечаева, 1973).

Во многих регионах щелочные граниты пространственно сближены с другими щелочными породами и, в первую очередь,

с сиенитами: северо-восточная Тува (Коваленко, Пополитов, 1970), Восточный Саян (Гордиенко, 1967; Хренов и др., 1966), южная Гренландия (Sørensen, 1967, 1970; Сёренсен, 1965; Parsons, 1972; Герасимовский, 1969; Pauly, 1974), район Осло (Barth, 1944; Oftedahl, 1960; Dietrich e. a., 1965; Dietrich, Heier, 1967). В небольших масштабах щелочные граниты проявлены в связи с калиевыми щелочными породами Алдана (Кравченко, 1959; Билибина и др., 1967).

Несколько особняком стоят щелочные гранитоиды Кольского полуострова. И. Д. Батиева (1974), наиболее полно изучившая эти породы, относит их к формации щелочных гранитов-сиенитов. Однако это не значит, что сиениты являются материнскими для гранитов. Не исключено, что в этой провинции щелочногранитная маγμα сама была первичной.

Образование массивов щелочных гранитов связывают с тектоническими условиями рифтовых систем (растяжения), периферических зон тектоно-магматических континентальных ареалов над поверхностями Заварицкого — Бенъофа и крупнейших поперечных континентальных разломов (Зоненшайн и др., 1973; Коваленко, 1975).

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АМФИБОЛСОДЕРЖАЩИХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ МНР

Моношпатовые амфиболовые и амфибол-эгириновые граниты — это средне- или крупнозернистые породы серого или розового цвета обычно с массивной, реже пятнистой текстурой. Основными минералами рассматриваемых пород являются калиевый полевой шпат — пертит, кварц и щелочные темноцветные минералы. Щелочной полевой шпат гранитов главной разности всех изученных массивов имеет состав $Ort_{43-63} Ab_{37-57}$ и несет большое количество пертитов фестоночатой, струйчатой и неправильной форм вплоть до образования «шахматного» альбита. Иногда зерна щелочного полевого шпата содержат только реликты калиевого полевого шпата, которые окаймлены альбитом. Для моношпатовых щелочных гранитов, по-видимому, весьма характерна разгомогенизация первичного щелочного полевого шпата с частичной его альбитизацией (Tuttle, Bowen, 1958).

В этих гранитах щелочной амфибол образует короткопризматические, нередко шестоватые зерна с пойкилитовыми включениями других минералов, особенно зерен калиевого полевого шпата. Иногда отмечались каймы эгирина вокруг зерен щелочного амфибола либо, наоборот, каймы щелочного амфибола вокруг эгирина (Хан-Богдинский массив). Эгирин образует зерна неправильной формы в интерстициях зерен кварца и щелочного полевого шпата. Акцессорные минералы тяготеют

к скоплениям щелочных темноцветных минералов. Степень идиоморфизма минералов в породах меняется в последовательности: 1) щелочной полевой шпат, 2) кварц, 3) щелочной амфибол и эгирин.

Пегматоидные амфибол-эгириновые граниты, слагающие секущие по отношению к гранитам главной фазы Хан-Богдинского массива тела, состоят из таблитчатых зерен щелочного полевого шпата состава $Or_{48-61} Ab_{39-52}$ и размерами $0,3 \times 0,3 - 4,0 \times 6,0$ мм, неправильной формы зерен кварца такого же размера, лейстового альбита № 0—4, щелочного амфибола и эгирина в виде призматических, иногда скелетных кристаллов или зерен неправильной формы размером $0,5 - 5,0$ мм (до 6%). В пегматоидных гранитах имеется большое количество мелких пегматоидных шпирков, обогащенных эгирином или амфиболом, кварцем и аксессуарными минералами.

Сравнительно простым является строение шпировых щелочногранитных пегматитов. Центральная часть шпиров сложена крупнозернистым агрегатом калиевого полевого шпата, кварца, щелочного амфибола и эльпидита (размер зерен $0,5 - 5,0$ см). Здесь наиболее идиоморфны таблитчатые зерна калиевого полевого шпата. Через зоны письменного и гранофирового гранита эти породы постепенно переходят в среднезернистые щелочные граниты.

Количественные соотношения между главными минералами пегматитов в разных зонах сильно варьируют. Нередко центральные части тел пегматитов состоят нацело из кварца, щелочных темноцветных минералов и цирконосиликатов щелочей со степенью идиоморфизма, большей у амфибола, чем у эльпидита, а у последнего большей, чем у кварца. Размеры зерен минералов пегматитов колеблются от 1 до 30 см, за исключением альбита, кристаллы которого всегда образуют мелкозернистую массу. Для пегматитов характерны крупные пойкилокристаллы щелочного амфибола, содержащие большое количество пойкилитовых включений калиевого полевого шпата, альбита и кварца. Включения обычно имеют сглаженную округлую форму без признаков взаимной коррозии и замещения. По кристаллам амфибола развивается эгирин, иногда почти нацело замещая его зерна.

Среди экеритов различают породы с массивной, трахитоидной, полосчатой и пятнистой текстурой. Массивные экериты — мелкозернистые породы, состоящие из микроклина, альбита, кварца и щелочного амфибола с эгирином. Округлые зерна кварца (размером $0,8 - 2,5$ мм) в них располагаются на фоне более мелкозернистой микроклин-альбитовой массы с призмами и иглами арфведсонита и эгирина. При этом лейсты альбита, несколько более крупные таблитчатые кристаллы ($0,2 - 1,1$ мм) решетчатого микроклина и зерна щелочных темноцветных минералов располагаются, с одной стороны, в промежутках между более крупными зернами кварца, как бы цементируя послед-

ние, а с другой — в виде включений правильной кристаллографической формы в этих же зернах кварца. Нередко включения минералов образуют структуру типа снежного кома. Характерно, что никаких явных реакционных или коррозионных соотношений между перечисленными минералами в рассматриваемых породах не наблюдается. Наиболее мелкие лейсты альбита отмечаются в виде включений в зернах всех других минералов, хотя сами никаких включений не несут. Кроме альбита кристаллы микроклина содержат включения иглообразных кристаллов эгирина. В сравнительно крупных (до 3 мм) выделениях щелочного амфибола обычны пойкилитовые включения альбита, эгирина и микроклина.

В трахитоидных разностях экеритов ориентировка темноцветных минералов и полевых шпатов оказывается параллельной линии контакта — они «обтекают» округлые выделения кварца в породе.

В экеритах с полосчатой текстурой главными являются те же минералы, что и в массивных экеритах, но вариации их содержаний значительны. В этих экеритах выделяются полосы с различным содержанием щелочного амфибола и эгирина (меланократовые, лейкократовые и нормальные, соответствующие по составу массивным экеритам). Меланократовые экериты могут содержать до 40% щелочных темноцветных минералов и приближаться по этому признаку к уникальным рокаллитам (Sabine, 1960). В лейкократовых экеритах обычно не более 10% щелочных темноцветных минералов.

В полосчатых экеритах имеются также полосы щелочно-гранитных пегматитов (см. рис. 5). Чем больше таких пегматитов в экеритах, тем богаче последние редкометалльной минерализацией. В ряде таких тел экериты и пегматиты содержат в качестве порообразующего минерала эльпидит, количество которого в породе достигает 20% (Владыкин и др., 1973). Полосы различных по меланократовости экеритов, а также пегматитов ориентированы в целом параллельно контактам тел, даже если дайки полосчатых пород переходят из гранита во вмещающую породу. Полосчатость экеритов, как и их трахитоидность, определяется здесь морфологией интрузивного тела, а не какими-либо наложенными на него системами трещин. Не влияет на нее и характер состава вмещающих пород. Местами полосчатость в телах экеритов изгибается в виде причудливых складок, часто нескольких порядков. Обычно такое усложнение текстуры наблюдается либо в местах резкого перегиба простираения тела, либо на участке его выклинивания или пережима.

В некоторых апикальных участках пологозалегающих даек экеритов отмечаются разности, богатые кварцем (см. рис. 7, табл. 1). В этих породах содержание кварца может достигать 62%. При этом ни структура породы, ни соотношения между

отдельными минералами заметно не меняются. Нет и явлений коррозии кварцем других минералов, хотя количество последних уменьшается.

Генетическая трактовка соотношений минералов в экеритах не менее сложна, чем в литий-фтористых гранитах. Аналогия со структурами литий-фтористых гранитов и онгонитов (Коваленко, Лапидес, 1973) дает возможность допустить, что образование главных породообразующих минералов экеритов происходило практически одновременно, но с разными скоростями зарождения кристаллов и их линейного роста. Это подтверждает анализ структур поздних витропорфировых и порфиристых микрокристаллических пантеллеритов, которые аналогичны по составу описанным экеритам и содержат весьма высокие концентрации редких элементов (Коваленко, 1977).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ АМФИБОЛОВ

Амфиболы из щелочных пород Монголии, северо-восточной Тувы и других районов извлекались из геохимических проб весом 15—20 кг. Предварительно каждая проба измельчалась на щековых и валковых дробилках до фракции < 1 мм. После отделения отквартовки для геохимических исследований породы оставшаяся проба, в свою очередь, делилась на две фракции через сито 0,25 мм. Дальнейшая обработка проводилась из двух фракций параллельно. После промывания на концентрационном столе обе пламовые фракции пропускались на электромагнитном роликовом сепараторе до получения концентрата электромагнитных минералов (амфибола, биотита, эгирина).

Далее концентрат дробился до 0,16—0,1 мм и пропускался через электромагнитный изодинамический сепаратор СИМ-1. Выделялись в экспериментально подобранном режиме мономинеральные фракции амфибола, чистота которых проверялась под биноклем и в иммерсионном препарате. В некоторых случаях амфибол отделялся от биотита «катанием» на листе бумаги и в разбавленной жидкости Клеричи по удельному весу, а от эгирина — на сепараторе СИМ-1 или в разбавленной жидкости Клеричи по удельному весу. От магнетита и сростков с ним чистый амфибол отделялся в процессе сепарации на роликовом электромагните и СИМе-1.

Иногда эти операции повторялись неоднократно. Например, фракция более 0,5 мм концентрируется на СИМе-1, затем концентрат осторожно растирается до фракции 0,25 мм. Эта фракция опять концентрируется на СИМе-1, и концентрат растирается до фракции 0,16 мм и т. д. После каждого этапа расти-

рання необходимо удалять пыль на сите 0,05 мм. После доводки концентрата, наиболее богатого амфиболом, рекомендуется его еще два раза пропустить через сепаратор СИМ-1 при оптимальном режиме с небольшим изменением угла наклона электромагнитов в обе стороны. При этом происходит потеря около 25% концентрата амфибола в более магнитную и менее магнитную фракции. Эта операция необходима для отделения амфибола с невидимыми глазом мелкими включениями более магнитных и менее магнитных минералов.

Чистота отделения амфиболового концентрата, полученного описанным выше способом, оценивается величиной не менее 98—99%. 1—2% примеси могут содержать мелкие включения калиевого полевого шпата, альбита, кварца, эгирина. Вносимая ими ошибка в определяемый химический состав амфиболов не выходит за пределы аналитической погрешности. Большинство амфиболов из гранитов северо-восточной Тувы отбиралось вручную традиционным методом под бинокуляром. Полученные монофракции амфиболов подвергались химическому анализу и различным физическим и оптическим исследованиям.

Методы химического анализа амфиболов описаны ниже. Определения концентраций вольфрама, цинка, свинца, олова, бария и стронция в амфиболах проведены количественным спектральным методом А. И. Кузнецовой и Е. С. Костюковой (Эмиссионный спектральный анализ..., 1976; Кузнецова и др., 1975; Шмакин, Костюкова, 1969; Сомина, 1974). Граница обнаружения вольфрама в амфиболах составляет 0,9 г/т, воспроизводимость характеризуется коэффициентом вариации 25—40%. Граница обнаружения цинка равна 30 г/т, олова — 1, свинца — 3 г/т при коэффициенте вариации воспроизводимости 20—35%. Для высоких содержаний цинка ошибка его определения может достигать 40%.

Ниобий, тантал, цирконий и гафний в амфиболах определялись Л. Д. Макагон, Л. Чувашовой, В. В. Конусовой, С. Арбатской спектрохимическим методом с предварительным химическим концентрированием этих элементов. Затем проводился их спектральный анализ (Кринберг, Цыханский, 1962).

Навеска амфибола 1 г обрабатывается плавиковой кислотой, фтор-ион «отдымляется» хлорной кислотой. Полученный остаток растворяется в винной кислоте и в 1 н. соляной кислоте и осаждается фениларсоновой кислотой совместно с титаном, который играет роль коллектора. Осадок отфильтровывается, промывается азотнокислым аммонием, озоляется, прокаливается в муфеле до постоянного веса и отдается на количественный спектральный анализ.

Термические эффекты амфиболов (кривые ДТА, потери веса—ТГ, дифференциальной кривой потери веса—ДТГ) регистрировались на дериватографе системы Паулик, Паулик и Эрдей (фирма МОМ, Венгрия). Условия съемки: инертное веществ-

во — прокаленная Al_2O_3 в смеси с шамотом; скорость нагрева 6—10 град/мин; навеска 200—500 мг. Для улучшения нулевой линии кривой ДТА использовался платиновый экран взамен стандартного кварцевого.

Совместное измерение кривой ДТА и электрических параметров амфиболов проводилось по разработанной методике в одной навеске и в одном цикле нагревания (Лапидес, Брандт, 1969; Лапидес и др., 1970). Использовался тот же дериватограф. Рабочий платиновый тигель составлял один из электродов, а второй изготавливался из платинового кольца, которое и вводилось в пробу под контролем омметра. Кривые ТГ и ДТГ в этом случае не регистрируются. Измерения электропроводности проводились ламповым вольтметром, при отсчете показаний которого делались световые отметки на дериватограмме, регистрирующей кривые температуры и ДТА.

Подобная же ячейка использовалась для измерения тангенса угла диэлектрических потерь — $tg\delta$ при помощи куметра Е9-4. Для сведения к минимуму паразитных емкостей расположение куметра и конденсатора выбиралось так, чтобы длина соединительных проводов была наименьшей.

Удельный вес амфиболов измерялся Т. А. Валетовым на приборе ТГП-1 (Владыкин и др., 1976). Оптические исследования проводились стандартными методами с помощью иммерсионных жидкостей и федоровского столика.

Методы ИК-спектроскопии амфиболов описаны в соответствующем разделе книги.

Измерение параметров решетки осуществлялось А. Н. Сапожниковым. Съемка проведена на дифрактометре «Дрон-1» со скинтилляционным счетчиком (Fe-излучение, без фильтра). Параметры определены по отражениям (240), (310), (151) и (061). В качестве внутреннего стандарта использовался CaF_2 . Инструментальная погрешность: $a = \pm 0,02$; $b = \pm 0,01$; $c = \pm 0,03$; $\beta = \pm 30'$.

МЕТОДЫ ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЩЕЛОЧНЫХ АМФИБОЛОВ

Химический состав амфиболов весьма разнообразен. Выполнение общего химического анализа этих минералов представляет определенные трудности из-за сочетания в их составе больших содержаний Fe_2O_3 и SiO_2 с относительно малыми концентрациями Al_2O_3 , MgO , CaO , MnO . Осложняет анализ также ограниченное количество материала.

В процессе изучения щелочных амфиболов нами применялись в основном две схемы химического анализа. Одна из них

близка к классической схеме силикатного анализа пород и минералов (Попомарев, 1964; Анализ минерального сырья, 1959). Недостаток ее — некоторое завышение получаемых концентраций CaO и MgO в амфиболах, которое, однако, практически не сказывается на обсуждаемых в книге кристаллохимических построениях. Достоинство этой схемы в сравнительной простоте оборудования.

После оснащения Института геохимии СО АН СССР приборами фирмы «Перкин-Эльмер» (США) была разработана новая схема химического анализа щелочных амфиболов. Она позволила значительно упростить процедуру анализа, повысить его экспрессность и точность при минимальной затрате анализируемого материала (Славин, 1974).

При работе по указанным схемам были применены естественные стандарты горных пород и минералов, а именно: аттестованные Геологической службой США образцы дунита (DTS-1) и базальта (BCR-1), аттестованные в СССР образцы габбродиорита (СГД-1), траппа (СТ-1), а также стандартный образец ИГЕМ АН СССР миаскит (Мив-1) и внутрилабораторные стандарты слюд — мусковит (Ms), биотит (Bt 1), биотит (Bt₁₂₃).

I схема анализа. В связи с высоким содержанием железа в амфиболах пробы перед сплавлением подвергали кислотной обработке. Навеску 0,5 г амфибола обрабатывали HCl (1:1) при нагревании в течение 20 мин. Нерастворимый остаток отфильтровывали, промывали, высушивали, прокаливали и доплавляли с содой. Сплав растворяли в горячей разбавленной HCl, и раствор присоединяли к солянокислому фильтрату от нерастворимого остатка. Фтор, остающийся в фильтрате после отделения SiO₂, влияет на полноту осаждения гидроокиси алюминия и занижает результаты определения концентрации титана с перекисью водорода вследствие образования его бесцветного фторидного комплекса. Поэтому при повышенном содержании F (>1%) сплавление проводили со смесью буры и соды (1:2) с последующей отгонкой фтора и бора этиловым спиртом. SiO₂ определяли ускоренным гравиметрическим методом. Остаточная SiO₂ находилась спектрофотометрически по молибденовой сини. Фильтрат, полученный после отделения SiO₂, замеряли на объем 250 мл, и определяли Fe₂O₃, Al₂O₃, CaO, MgO, MnO, P₂O₅, TiO₂. Из аликвотных частей основного раствора проводили определение Fe₂O₃ меркурометрическим методом, Al₂O₃ — фтористым методом (по Сочеванову). Из основного раствора отбирали 100 мл и осаждали полуторные окислы уротропином при pH=2. Осадок отфильтровывали, промывали, растворяли в 5 %-ной H₂SO₄ и определяли TiO₂ пероксидным методом на спектрофотометре СФ-4А.

Уротропиновый фильтрат замеряли на V = 250 мл и из разных аликвотных частей находили комплексонометрическим методом сумму CaO и MgO с индикатором хромогеном черным

или троцеолином и тимолфталеконом, а СаО — со смесью флуорексона с КСl. МпО определяли из уротропинового филтрату спектрофотометрическим методом с формальдоксимом.

Определение P_2O_5 проводили из аликвотной части основного раствора спектрофотометрически с молибдено-ванадатной реактивной смесью (реактив А).

Фтор определяли из отдельной навески 0,05—0,1 г по ослаблению окраски синего комплекса торий-арсеназо.

Определение FeO выполняли из отдельной навески 0,1 г бихроматным методом в присутствии индикатора — дифениламинсульфоната натрия после разложения пробы в платиновой колбе в смеси плавиковой и серной кислот под током CO_2 .

Определение общего содержания воды в амфиболах проводилось методом щелочного сплавления с бурой (Гормашева, Бакалейникова, 1969) и методом Пенфильда.

Щелочные элементы (K_2O , Na_2O , Pb_2O , Li_2O , Cs_2O) определялись Л. И. Черной и Л. Н. Матвеевой методом пламенной фотометрии на установке, собранной на основе спектрометра ДФС-12, из отдельной навески (0,1 г) после разложения плавиковой и хлорной кислотами.

II схема анализа. Она сочетает спектрофотометрический метод и атомно-абсорбционный. Навеску амфибола 0,05—0,1 г сплавливали со смесью буры и соды (1:2). После водного выщелачивания, растворения в соляной кислоте и замера на объем 250—500 мл соответственно отбирали из основного раствора аликвотные части и определяли SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , F, СаО, MgO, МпО, Fe_2O_3 .

Определение кремния производили по образованию кремнемолибденовой гетерополикислоты дифференциальным спектрофотометрическим методом, изменяя естественные стандарты: базальт ВСR-1 (54,48% SiO_2), дунит DTS-1 (40,46% SiO_2) — миаскит Мив-1 (58,00% SiO_2), габбродиорит СГД-1 (46,39% SiO_2) — Мив-1.

Среднее стандартное отклонение, характеризующее данный метод, колебалось в пределах 0,5—0,7 отн. %.

Алюминий определяли спектрофотометрическим методом по реакции с алюминоном при рН = 4,7. Содержания Al_2O_3 рассчитывали по градуировочному графику, построенному на основании стандартных растворов, в интервале концентраций 0—200 мкг/мл Al_2O_3 . Анализу на алюминий мешает фтор, связывающий алюминий сильнее, чем алюминон. При повышенном содержании фтора (> 1%) его необходимо удалять отгонкой плавиковой и серной кислотами. Сначала мы проводили эту длительную операцию, затем она была заменена расчетом, был выведен коэффициент поправки на фтор — $K = 0,918$ (Халтуева, Матвеева, 1976). Среднее стандартное отклонение при содержании 1,5—5% Al_2O_3 : $Sr = \pm 7\%$.

Таблица 3

Химический анализ стандартных образцов по схемам I и II (в%)

Окисел	Габбродиорит СГД-1			Мнаскит Мив-1		
	По пас-порту	I	II	По пас-порту	I	II
SiO ₂	46,39	46,00	46,25	58,00	58,27	57,84
Al ₂ O ₃	14,88	15,00	15,10	21,74	21,55	21,89
TiO ₂	1,71	1,80	1,72	0,41	0,50	0,41
Fe ₂ O ₃	3,86	3,94	3,95	1,43	1,33	1,42
FeO	6,86	6,60	6,86	1,48	1,40	1,40
CaO	10,97	11,25	10,77	1,13	1,33	1,21
MgO	7,00	7,27	6,98	0,37	0,40	0,34
MnO	0,17	0,15	0,17	0,13	0,12	0,13
P ₂ O ₅	1,01	0,90	1,05	0,06	0,07	0,08
K ₂ O	2,96	2,75	2,96	6,16	5,90	6,20
Na ₂ O	2,82	2,65	2,65	8,58	8,40	8,40
F	—	—	—	0,08	0,09	0,08
H ₂ O	0,83	0,75	0,90	0,43	0,49	0,50
Σ	99,46	99,06	99,36	100,10	99,85	99,90

Таблица 4

Химический анализ стандартных образцов горных пород по схеме II (в%)

Окисел	Дунит ДТС-1		Базальт ВСР-1*		Трапп СТ-1	
	По пас-порту	Анализ	По пас-порту	Анализ	По пас-порту	Анализ
SiO ₂	40,45	40,39	54,48	54,52	49,12	48,94
Al ₂ O ₃	0,55	0,51	13,66	13,63	14,23	14,17
TiO ₂	0,02	0,03	2,23	2,28	1,82	1,83
Fe ₂ O ₃	1,21	1,21	3,68	3,62	3,92	3,92
FeO	6,79	6,80	8,91	8,90	10,26	10,16
CaO	0,16	0,19	6,95	6,95	10,20	10,22
MgO	49,80	49,66	3,28	3,47	5,74	5,67
MnO	0,13	0,19	0,18	0,18	0,21	0,21
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,36	0,36	0,21	0,20
K ₂ O	0,02	0,02	1,68	1,75	0,70	0,75
Na ₂ O	0,05	0,06	3,31	3,20	2,49	2,50
F	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,52	0,46	1,59	1,59	0,97	0,98
Σ	99,71	99,53	100,31	100,45	99,87	99,55

* Американская геологическая служба.

Химический состав амфиболов из

Номер образца	Массив, порода	Хан-Богдинский				
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
ХБ-1049	Гастингситовый гра-носенит	45,24	1,36	5,76	3,46	22,99
ХБ-1056	Щелочной гранит на контакте с граноспенитом	49,76	1,67	1,32	9,35	17,78
ХБ-898*	Моношпатовые щелочные граниты главной интрузивной фазы	46,50	1,41	1,28	13,67	16,18
ХБ-900*	То же	44,92	1,81	0,80	16,97	17,56
ХБ-1050*	»	48,73	1,05	1,08	16,40	18,31
ХБ-1054	»	50,08	1,14	0,93	11,32	20,47
ХБ-1827	»	48,81	1,65	1,92	12,36	20,29
ХБ-1800	»	49,48	1,70	1,45	8,41	23,17
ХБ-1809	»	49,03	1,70	1,27	8,10	25,14
ХБ-1801	»	48,98	1,25	1,41	12,42	22,09
ХБ-1814	»	48,79	1,55	1,25	9,84	24,60
ХБ-1811	»	49,14	1,25	1,31	12,19	24,19
ХБ-1825	»	48,67	1,30	2,51	13,07	19,22
ХБ-1824	»	49,44	1,88	1,60	12,66	17,78
ХБ-1826	»	46,71	3,30	2,11	10,01	23,89
ХБ-1820	»	49,35	1,82	1,63	11,92	19,94
ХБ-1821	»	47,51	2,35	2,33	8,19	23,53
ХБ-1808	»	47,59	1,92	2,21	9,41	24,60
ХБ-1053*	Жильные полосчатые экерит-пегматитовые тела с эльпидитом	50,42	0,67	1,28	15,32	17,24
ХБ-1797	Жильный щелочной гранитный пегматит с эльпидитом и негунитом	49,12	1,60	1,52	13,41	20,65
ХБ-1792	Жильный эльпидитовый экерит с негунитом	49,34	1,62	1,50	11,19	22,09
ХБ-1798	Жильный эльпидитовый экерит с титаносиликатом	49,60	1,35	1,57	11,81	22,09
ХБ-856/5*	Экериты из «слоистого» тела	50,42	0,54	1,45	16,55	16,88
ХБ-856/7*	То же	50,62	0,56	1,51	14,09	14,58
ХБ-856/13*	Пегматиты из «слоистого» тела	50,04	0,54	0,90	16,15	17,24

щелочных гранитоидов Монголии (в вес. %)

Массив	Щелочных гранитоидов Монголии (в вес. %)											F—O	Сумма
	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	H ₂ O	F	Сумма	F—O	Сумма		
массив	1,42	5,80	8,80	2,50	0,85	0,02	0,88	1,28	100,06	0,54	99,52		
	1,72	2,02	3,36	9,04	1,17	0,20	1,39	1,32	100,10	0,56	99,54		
	2,49	2,52	3,15	8,68	1,71	0,41	1,04	2,30	101,34	0,97	100,37		
	1,36	3,52	1,91	8,18	1,60	0,26	0,31	1,52	100,72	0,64	100,08		
	1,77	0,34	1,93	7,08	1,84	0,32	0,50	1,10	100,45	0,46	99,99		
	1,33	0,36	0,73	8,93	1,99	0,18	1,34	1,18	99,98	0,50	99,48		
	1,61	0,52	0,55	8,91	1,60	0,35	0,84	1,62	101,03	0,68	100,35		
	1,50	0,88	1,64	8,23	1,93	0,15	1,27	1,05	100,86	0,44	100,42		
	1,32	0,20	1,65	7,80	1,95	0,08	1,06	0,70	100,00	0,29	99,71		
	1,52	0,59	1,75	7,16	1,12	0,18	1,13	0,75	100,35	0,31	100,04		
	1,47	0,19	1,20	7,56	1,83	0,10	1,00	1,05	100,43	0,44	99,99		
	2,11	0,31	0,68	8,37	1,97	0,30	0,91	1,30	101,03	0,55	100,48		
	1,55	0,49	0,94	8,78	1,32	0,41	0,77	2,35	101,38	0,99	100,39		
	1,82	1,53	1,63	8,50	1,32	0,20	1,03	1,05	100,44	0,44	100,00		
	1,61	0,38	2,12	7,29	1,10	0,18	0,94	1,12	100,76	0,47	100,29		
	1,48	1,02	1,84	7,69	1,31	0,22	1,00	1,15	100,37	0,48	99,89		
	1,39	2,09	3,83	6,08	0,99	0,11	1,04	0,90	100,34	0,38	99,96		
	1,95	0,38	3,50	5,03	1,00	0,19	1,54	0,75	100,07	0,31	99,76		
	1,80	0,46	0,71	7,54	2,17	0,25	0,90	1,60	100,36	0,67	99,69		
	1,72	0,13	0,47	8,18	1,77	0,26	0,94	1,25	101,02	0,52	100,50		
	1,77	0,10	0,45	8,33	1,76	0,24	0,84	1,48	100,71	0,62	100,09		
	1,75	0,12	0,43	8,61	1,85	0,27	0,45	1,32	101,22	0,55	100,67		
	1,58	0,55	0,71	7,12	2,32	0,28	1,00	2,40	101,80	1,01	100,79		
	1,58	3,71	0,70	7,27	2,07	0,29	1,05	2,60	100,63	1,09	99,54		
	1,77	0,34	0,71	6,97	1,99	0,25	2,00	2,30	101,20	0,97	100,23		

Номер образца	Массив, порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
ХБ-1791/10	Меланократовый экерит	49,67	1,55	1,74	10,91	21,55
ХБ-810/170	Жильный пегматит во вмещающих эффузивах	47,32	0,96	2,18	6,93	31,79
ХБ-1250*	Пегматитизированный эффузив	49,96	1,03	0,98	16,76	11,61
ХБ-1059/6	То же	49,11	1,46	0,72	12,08	20,82
ХБ-1051*	Жильный щелочно-гранитный пегматит	49,21	0,76	1,06	16,00	18,61
ХБ-1428/11	Шлировый эльпидитовый пегматит с полидитионом	49,27	0,98	1,15	12,39	21,01
ХБ-1253	Меланократовый экерит	48,37	1,15	0,72	13,35	20,82
ХБ-903*	Шлировый пегматит	47,78	1,23	0,54	13,68	20,02
ХБ-904*	Жильный пегматит	47,38	1,52	0,56	10,95	22,48
ХБ-909*	Экерит	47,12	0,91	0,98	13,54	18,98
ХБ-911*	Шлировый пегматит с эльпидитом	45,56	0,97	0,90	13,93	21,08
ХБ-1110	Шлировый щелочно-гранитный пегматит с цирконом	50,49	1,00	0,85	11,02	21,01
ХБ-1815	Порфиновый экерит	49,71	1,20	1,62	11,08	22,09
ХБ-1812	»	49,41	1,10	1,37	11,48	21,73
<i>Хар-Хадский</i>						
Хар-964*	Моношпатовый щелочной гранит главной интрузивной фазы	42,27	1,68	5,79	12,11	21,16
Хар-963	То же	45,00	4,05	3,15	9,63	22,99
Хар-1234*	»	48,76	1,20	3,59	12,03	19,75
Хар-965	Щелочногранитный пегматит с цирконом	49,93	0,76	2,85	16,34	17,28
<i>Элсутунский</i>						
СПЭ-1357**	Щелочные граниты	41,75	7,36	3,27	13,16	21,16
СПЭ-1790	»	46,97	3,05	2,79	8,96	23,35
<i>Барун-Богдинский</i>						
СПБ-1360**	Щелочные граниты главной интрузивной фазы (среднезернистые)	47,55	1,46	2,54	12,92	21,82
СПБ-1359**	То же, крупнозернистые	47,12	1,62	2,64	18,17	17,59

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	H ₂ O	F	Сумма	F—O	Сумма
1,89	0,64	1,21	7,18	1,24	0,21	1,24	1,40	100,43	0,59	99,84
3,91	0,35	1,77	2,66	0,36	0,01	1,10	0,36	99,70	0,15	99,55
4,10	1,95	0,70	7,86	1,84	0,05	1,10	2,70	100,64	1,14	99,50
1,59	0,36	0,52	8,41	2,04	0,25	1,36	1,40	100,12	0,59	99,53
1,58	0,48	1,93	7,33	1,81	0,33	0,30	2,10	101,50	0,88	100,62
1,95	0,86	0,67	8,24	2,38	0,28	0,67	1,35	101,200	0,57	100,63
1,59	1,00	1,05	8,37	2,20	0,25	0,70	1,60	101,17	0,67	100,50
1,42	0,50	3,15	7,93	1,85	0,27	0,60	1,54	100,51	0,65	99,86
1,87	1,41	1,68	7,80	1,80	0,18	1,08	1,61	100,32	0,68	99,64
2,31	1,76	1,85	8,54	1,75	0,30	1,38	1,72	101,14	0,72	100,42
1,59	1,21	2,15	7,65	1,91	0,25	1,44	1,55	100,19	0,65	99,54
1,62	0,06	0,28	9,40	1,90	0,27	0,69	1,40	99,99	0,59	99,40
1,48	0,23	0,68	8,44	1,60	0,43	0,69	1,25	100,50	0,52	99,98
1,94	0,32	0,61	8,50	2,02	0,23	1,01	1,25	100,97	0,52	100,45
<i>массив</i>										
1,45	2,08	9,10	2,30	0,78	0,03	1,50	0,25	100,50	0,10	100,40
1,91	0,04	4,09	4,98	1,14	0,10	1,96	0,60	99,64	0,25	99,39
1,24	0,90	4,90	4,50	1,16	0,10	2,32	0,42	100,87	0,18	100,69
1,06	0,32	1,23	6,20	1,37	0,39	1,90	0,30	99,93	0,13	99,80
<i>массив</i>										
1,24	0,38	5,07	3,84	0,79	0,06	1,20	0,50	99,78	0,18	99,60
0,95	2,22	5,02	3,44	0,69	0,06	1,60	0,60	99,70	0,25	99,45
<i>массив</i>										
0,80	0,38	3,67	5,49	0,62	0,12	1,50	1,15	100,02	0,48	99,54
0,85	0,46	2,73	5,81	0,72	0,05	1,30	1,20	100,26	0,50	99,76

Номер образца	Массив, порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
СПБ-1261	То же, мелкозернистые	46,76	2,44	2,17	16,65	19,40
СПБ-1361*	Жильный щелочной гранит	46,93	1,14	1,82	18,91	15,43
<i>Дзаямундский</i>						
СПД-1268**	Моношпатовый щелочной гранит главной интрузивной фазы	45,66	2,16	2,18	14,28	19,38
СПД-1266**	То же	45,21	3,72	2,18	14,48	19,02
СПД-1267	Щелочногранитный пегматит	48,79	1,40	2,13	15,62	19,40
<i>Баян-Уланский</i>						
БУ-883*	Граносиениты	46,02	1,13	1,60	9,78	26,06
БУ-874	Граносиениты	48,02	1,68	2,37	8,48	26,40
Бу-552*	Порфиридные щелочные гранофиры	47,34	1,41	1,70	12,50	22,49
Бу-885	То же	47,54	2,29	2,41	11,53	22,09
Бу-893	Жильные щелочные гранофиры	47,72	1,50	3,53	6,06	26,94
Бу-884	То же	47,48	1,19	1,78	14,08	22,28
Бу-547*	»	41,78	1,86	3,12	10,63	27,15
<i>Дашибалбарский</i>						
ДБ-701*	Крупнозернистые щелочные граниты главной интрузивной фазы (глубинные)	47,31	1,36	2,26	11,61	22,48
ДБ-700	Среднезернистые щелочные граниты главной интрузивной фазы	46,13	2,98	2,63	12,81	19,80
ДБ-687*	То же	46,24	1,36	2,36	12,66	22,13
ДБ-675	»	48,75	2,18	2,76	11,63	21,19
ДБ-679*	»	45,78	2,98	3,81	9,83	22,81
ДБ-677	Щелочные гранофиры	50,28	1,45	1,36	12,41	20,12
ДБ-698	Щелочногранитные пегматиты	49,10	0,70	2,02	10,25	24,07
<i>Массив района</i>						
МГ-1228	Амфиболовый гранит	37,29	2,38	14,22	5,56	20,83

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	H ₂ O	F	Сумма	F—O	Сумма
0,65	0,11	1,94	5,94	0,89	0,26	1,45	1,60	100,26	0,67	99,59
0,74	2,50	1,75	7,26	0,95	0,04	1,20	1,85	100,52	0,78	99,74
<i>массив</i>										
1,24	1,57	4,55	6,26	1,30	0,17	0,30	0,95	100,00	0,40	99,60
1,24	1,83	4,15	6,00	1,08	0,14	0,50	0,75	100,300	0,32	99,98
1,20	0,22	1,13	6,75	1,14	0,36	0,53	1,08	99,75	0,45	99,30
<i>массив</i>										
1,63	1,26	4,85	4,80	1,07	0,04	1,21	1,20	100,65	0,51	100,14
0,70	0,18	3,49	5,58	1,24	0,12	0,60	0,98	100,84	0,41	100,43
0,49	0,75	3,85	5,98	1,48	0,17	1,11	1,57	100,84	0,66	100,18
0,72	0,53	3,56	6,37	1,10	0,20	0,63	1,60	100,57	0,67	99,90
0,66	0,60	4,23	5,32	1,14	0,17	1,37	1,38	100,62	0,58	100,04
0,53	0,50	3,01	6,12	1,20	0,13	1,03	1,20	100,62	0,50	100,12
0,73	1,61	6,61	3,70	1,07	0,03	1,65	0,80	100,74	0,34	100,40
<i>массив</i>										
0,60	1,26	2,80	6,18	0,96	0,16	1,78	1,32	100,08	0,55	99,53
0,86	1,65	4,38	5,63	0,94	0,18	0,67	1,60	100,26	0,67	99,50
0,78	2,01	5,25	4,11	1,08	0,08	1,04	1,25	100,35	0,52	99,83
0,44	1,77	4,36	4,55	0,82	0,06	0,95	0,80	100,26	0,34	99,92
0,60	1,80	5,83	3,69	1,12	0,03	1,53	0,76	100,57	0,32	100,25
0,81	0,23	1,61	8,44	1,29	0,32	0,45	2,06	100,83	0,86	99,97
0,82	0,55	1,84	6,57	1,06	0,26	1,49	1,60	100,33	0,67	99,66
<i>Мандал-Гоби</i>										
0,85	2,39	9,97	2,40	2,17	0,03	1,17	0,48	99,74	0,20	99,54

Примечание. Аналитик Л. Н. Матвеева (1974—1975 гг.), II схема.

* Аналитик В. А. Писарская (1969—1971 гг.), I схема.

** Аналитик С. А. Юрченко (1972 г.), I схема.

Титан определяли спектрофотометрически с диантипирилметаном. Содержание TiO_2 рассчитывали по градуировочному графику, построенному в интервале концентраций 0—100 мкг/мл.

Фтор определяли из основного раствора спектрофотометрическим методом с предварительным гидролитическим отделением мешающих элементов азотнокислым цинком (Писарская, 1976). Для этого отбирали 50 мл раствора в стаканы емкостью 100—200 мл, добавляли 1 мм $ZnNO_3$ (40,16 г/л Zn), приливали по каплям концентрированный раствор NH_4OH до $pH = 8,5$. Затем раствор нагревали до кипения, охлаждали, измеряли на объем 50 мл с осадком, перемешивали, фильтровали через сухой фильтр (первую порцию фильтрата отбрасывали). Из аликвотной части 5—10 мл далее определяли фтор, как обычно, по ослаблению окраски комплекса торий-арсеназо. Аналогично выполняли 5—6 холостых определений. При построении градуировочного графика (0—70 мкг/мл F) в стандарты добавляли определенное количество холостой пробы, равное аликвотной части раствора, взятой для спектрофотометрирования.

Все измерения оптической плотности растворов по II схеме выполнены на спектрофотометре СФ-16.

Определение щелочных элементов, FeO, общего содержания воды производили в соответствии со схемой I.

Метод атомно-абсорбционной спектрофотометрии пламени применяли для определения CaO, MgO, MnO, Fe_2O_3 (Гормашева, Матвеева, Новиков, 1970). Ввиду сравнительно малых концентраций CaO и MgO в анализированных амфиболах анализ щелочных элементов проводили из аликвотной части (20 мл) раствора с добавлением в качестве буфера 5 мл 5%-ного раствора хлористого лантана. (В случае необходимости для анализа можно использовать и основной раствор.) Содержание кальция и магния определяли, применяя естественные стандартные образцы: миаскит — Мив-1 (1,13% CaO), 1/2 габбродиорит — СГД-1 (5,48% CaO), мусковит — Ms (1,45% MgO), 1/2 СГД-1 (3,5% MgO) и базальт ВСР-1 (3,28% MgO).

Резонансные линии: Ca — 422,7, Mg — 285,2 нм. Среднее стандартное отклонение при содержании 1—6% CaO: Sr = ± 3 отн. %, при содержании 1—4% MgO: Sr = ± 2 отн. %.

Определение марганца и общего железа производили непосредственно из основного раствора, используя соответствующие естественные стандарты: биотит Bt₁₂₃ (1,80% MnO; 35,56% Fe_2O_3) и биотит Bt-1 (23,74% Fe_2O_3).

Резонансные линии: Mn — 279,5, Fe — 372,0 нм. Среднее стандартное отклонение при содержании 1—2% MnO: Sr = ± 5 —3 отн. %, при содержании 20—28% Fe_2O_3 : Sr = ± 2 отн. %.

Во всех случаях применялось пламя ацетилен — воздух. Измерения выполнены на атомно-абсорбционных спектрофотометрах «Перкин-Эльмер», модели 403 и 303.

Применение рациональной схемы анализа позволило исключить многие трудоемкие операции, снизить расход реактивов и улучшить условия труда аналитиков.

По использованным схемам были многократно проанализированы естественные стандартные образцы с различным содержанием определяемых элементов. Результаты анализа, как видно из табл. 3 и 4, довольно хорошо сходятся с паспортными данными, вполне удовлетворительна и сходимость по I и II схемам. В связи с этим можно сделать вывод о возможности успешного использования предложенных схем в практике анализа амфиболов.

В табл. 5 указано, по какой схеме проведен химический анализ конкретных проб щелочных амфиболов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ АМФИБОЛОВ

Амфиболы имеют общую идеализированную формулу (Дир и др., 1966) $A_{0-1}X_2Y_5Z_8O_{22}(OH, F, O)_2$, где в группу X входят ионы натрия, калия, лития, кальция, магния, железа и марганца, в группу Y — ионы трех- и двухвалентного железа, магния, марганца, алюминия, титана, лития, в группу Z — ионы кремния, алюминия, титана, трехвалентного железа. Положение A в структуре амфибола либо вакантно, либо занято ионами натрия, калия, возможно, частично кальция (в антофиллите; Дир и др., 1966, с. 224). На основании специальных рентгеноструктурных исследований амфиболов (Белов, 1947; Warren, 1930; Whittaker, 1949, 1960; Ghose S., 1965; Colville e. a., 1966; Colville, Gibbs, 1965) выведена общая идеализированная структура амфибола (рис. 11).

Амфиболы являются цепочечными силикатами с двойными цепями кремнекислородных тетраэдров $(Si_4O_{11})_n$, ширина которых близка к $5,3 \text{ \AA}$ (параметр c амфиболов). Длина ячейки (параметр b) определяется расстоянием между центрами соседних позиций A, при этом в ячейку входит внутренний бруситовый слой (катионы в позициях M_1, M_2, M_3), расположенный между двумя слоями тетраэдров, обращенных вершинами к этому слою. С боковых сторон бруситового слоя располагаются крупные катионы в позициях M_4 и A, выше и ниже которых лежат слои кремнекислородных тетраэдров, наполовину относящиеся к соседним кристаллографическим ячейкам. Высота ячейки ($a \sin \beta$) определяется расстоянием между центрами позиций A, расположенных выше и ниже «талькоподобных» полос с внутренним бруситовым слоем.

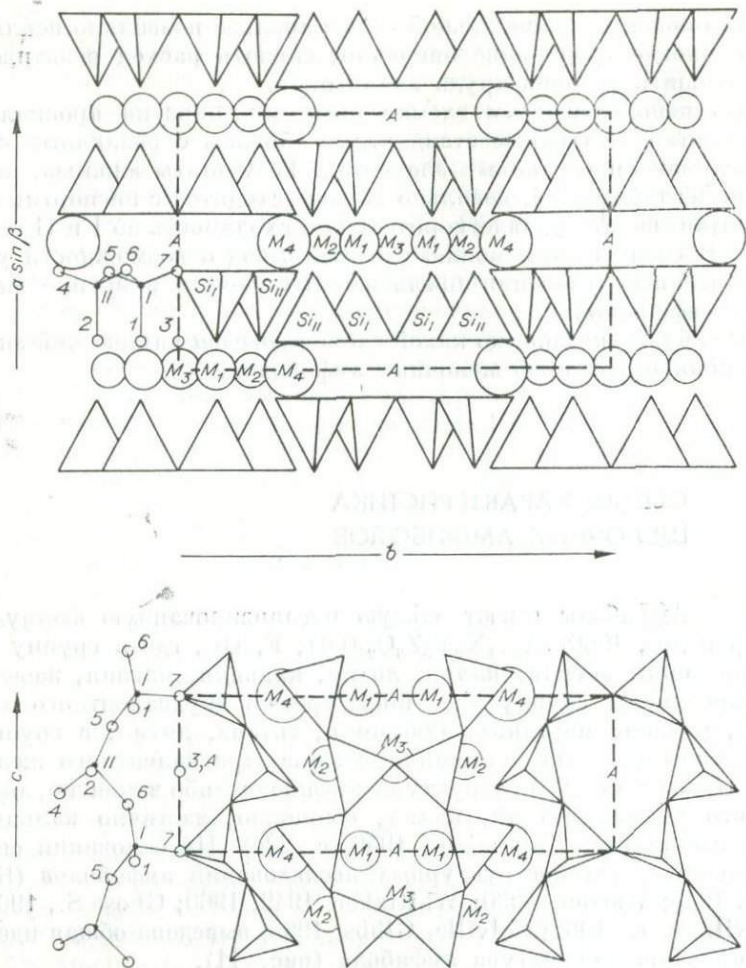


Рис. 11. Схема идеализированной структуры моноклинного амфибола (Whittaker, 1949).

Координация различных катионов в положениях Y и Z, определяемая расположением вокруг них ионов кислорода, отличается, в связи с чем и появляются позиции M_1 , M_2 , M_3 , M_4 , Si_I , Si_{II} (Warren, 1930; Whittaker, 1949, 1960; Ghose S., 1965; Colville e. e., 1966; Colville, Gibbs, 1965; Литвин, 1966; Litwin, Powarennych, 1967). Тетраэдрические позиции Si_I , Si_{II} отличаются тем, что Si_I делит три аниона с другой тетраэдрической позицией, а Si_{II} — два. Считается, что в рибеките обе эти позиции заняты кремнием, а в арфведсоните позиция Si_{II} — кремнием, Si_I — алюминием (1/4) и кремнием (3/4)

(Ghose S., 1965). Однако следует подчеркнуть, что рассматриваемый арфведсонит, имеющий теоретически предсказанную Мияширо (Miyashiro, 1957) формулу $\text{Na}_2\text{Ca}_{0,5}\text{Fe}_{3,5}^{2+}\text{Fe}_{1,5}^{3+}\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$, сильно отличается от реальных составов арфведсонитов как раз завышением содержаний глинозема и кальция (Коваленко и др., 1967) и, возможно, указанного отличия арфведсонита и рибекита в заполнении положений Si_I , Si_{II} в действительности не существует.

Наиболее выдержанную октаэдрическую позицию в структуре моноклинных амфиболов имеют катионы M_1 и M_3 . Каждый из них координируется четырьмя анионами кислорода и двумя анионами гидроксила, фтора и т. п. В рибеките и арфведсоните, по-видимому, намечается некоторое упорядочение катионов между позициями M_1 и M_3 , когда в позиции M_1 больше концентрируется магний, чем двухвалентное железо (Ghose S., 1965). В то же время в структуре крокидолита, наоборот, в M_1 больше концентрируются катионы двухвалентного железа, чем магния (Burns, Prentice, 1968). В этой же работе выявлено, что большая часть трехвалентного железа входит в позицию M_2 , меньше — M_1 и еще меньше — M_3 . В позицию M_3 рибекита может входить также литий (Gibbs, Prewitt, 1968). Связь его с анионом гидроксила фиксируется инфракрасной спектроскопией (Addison, White, 1968).

В позицию M_4 в моноклинных амфиболах входят наиболее крупные катионы натрия, калия, кальция, реже — магния (положение X в структурной формуле), а в ромбических — магний и двухвалентное железо (до состава $\text{Mg}_2(\text{Mg}_2\text{Fe}_3^{2+})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$). Значительное различие полиэдров в этих двух группах амфиболов приводит к их ограниченной смесимости (Paparicoe e. a., 1968). От размеров ионов в этой позиции во многом зависят параметры решеток моноклинных амфиболов (см. рис. 11). С увеличением среднего ионного радиуса катиона в этой позиции возрастает угол β ячейки (Whittaker, 1960). Однако зависимость параметров решеток амфиболов от их состава, видимо, сложнее и, скорее всего, многозначнее. Это следует из того, что параметр b в синтетических щелочных амфиболах зависит от среднего радиуса иона в позиции M_2 , а угол β , возможно, от степени замещения кремния на алюминий (Colville e. a., 1966). Для кальциевых амфиболов показано, что изоморфизм магния и двухвалентного железа сопровождается ростом соотношения трех- и двухвалентных катионов в шестерной координации, причем с увеличением упорядоченности распределения магния и двухвалентного железа в позициях M_1 , M_2 и M_3 объем ячейки уменьшается (Литвин, 1966; Litwin, Powarennyuch, 1967).

Весьма важным для стабильности моноклинных амфиболов является наличие гидроксила или заменяющих его ионов.

При их отсутствии стабильными оказываются пироксены, а не амфиболы (Григорьев, Искюль, 1936; Григорьев, Гурецкая, 1939). В последнее время при детальном рентгеновском изучении распределения катионов в структуре тремолита удалось выявить положение иона водорода в гидроксильной группе (Parīke e. a., 1969). Расстояние между ионами O и H составляет $0,85 \text{ \AA}$, что значительно меньше расстояний между другими катионами и ионами кислорода. В этом смысле группировка O — H может рассматриваться, видимо, в качестве локальной анионной единицы в структуре амфибола. Выводы рентгеновского изучения связи O — H в амфиболе как будто бы согласуются с результатами изучения этой связи методами инфракрасной спектроскопии (Burns, Strens, 1966).

Кроме гидроксила (или фтора, хлора, а также кислорода, как, например, в базальтической роговой обманке или керсутите), составляющего два аниона в формульной единице, в составе амфиболов нередко отмечается и избыточная вода. Положение ее до конца не ясно. Имеются указания, что в структуру амфиболов (и даже независимо от содержания в них воды) могут входить гидроксоний (H_3O^+) (Гинзбург, Юхневич, 1962; Юхневич, 1963; Виноградская, 1959) и более сложные формы воды (H_4O^{2+} , $\text{H}_{12}\text{O}_5^{2+}$) (Kubisz, 1967, 1968). С избытком воды некоторые исследователи связывают появление волокнистых амфиболов (асбестов), в которых оксоний изоморфно замещает такие катионы, как магний, двухвалентное железо и, видимо, натрий (Байраков, Хмара, 1967).

Не исключено, что оксоний мог бы входить в положение A решетки амфиболов, но экспериментальных подтверждений этому пока нет. Детальное рентгеновское изучение распределения катионов в структуре глаукофана (Parīke, Clark, 1968), калий-натриевом рихтерите (Huebner, Parīke, 1970), куммингтоните, роговой обманке (Parīke e. a., 1969) показало, что позиция A, как правило, может быть занята наиболее крупными катионами натрия и калия (предпочтительно калия) или оставаться вакантной. В случае совместного вхождения в эту позицию натрия и калия распределение их беспорядочное (Parīke e. a., 1969).

Весьма характерно, что для рихтерита в позиции A осуществляется полный изоморфизм калия и натрия (Huebner, Parīke, 1970) так, что существует изоморфизм между калиевым и натриевым рихтеритом. При переходе от натриевого к калиевому рихтериту параметр a увеличивается на $0,142 \text{ \AA}$, или на $1,41\%$, увеличивается также объем ячейки. Параметры b и c , являющиеся чувствительными индикаторами изоморфных замещений в тетраэдрических и октаэдрических позициях (Ernst, 1968), в данном случае изменяются мало. Это указывает на то, что ион калия в позиции A, раздвигая цепи вдоль параметра a ,

слабо влияет на геометрию цепей тетраэдров или октаэдрических слоев. Возрастание параметра a в рассматриваемом изоморфном ряду не компенсирует разницу в ионных радиусах калия и натрия, составляющую $0,70 \text{ \AA}$. Видимо, полость А значительно крупнее, чем диаметр иона натрия.

Характерно, что изоморфное замещение гидроксила на фтор в рихтерите вызывает уменьшение параметра a на $0,08-0,10 \text{ \AA}$, параметров b и c — на $0,01 \text{ \AA}$. Предпочтительное изменение параметра a в этом случае связывается с отсутствием в структуре фтористых амфиболов иона водорода, локализованного вблизи позиции А.

Значение исследований распределения катионов в структуре амфиболов весьма велико, поскольку константы такого распределения между различными позициями могут служить индикаторами термодинамических условий формирования амфиболов (Перчук, 1970; Mueller, 1962). Но такие исследования пока еще не охватывают всего многообразия составов амфиболов. Соответствующая библиография зарубежных работ вплоть до 1971 г. по этой теме приведена у Дж. Пэпайка (Parīke, 1971).

В последнее время комплексное физическое исследование железистых рибекитов и арфведсонитов проведено в Институте геохимии СО АН СССР (Лапидес, 1968): осуществлен дифференциально-термический анализ рибекит-арфведсонитов, изучены их электрические свойства, инфракрасные спектры, параметры решеток (Лапидес и др., 1970; Коваленко и др., 1967; Лапидес и др., 1967; Лапидес, Брандт, 1969).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА АМФИБОЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ

АНАЛИЗИРОВАННЫЕ АМФИБОЛЫ

Дальнейшее рассмотрение кристаллохимических проблем щелочных амфиболов основано на впервые публикуемых химических анализах амфиболов щелочных гранитоидов МНР (см. табл. 5), а также на данных о составе амфиболов других регионов (табл. 6, 7). Для расчета кристаллохимических формул был выбран катионный метод на основе суммы позиций $Y + Z = 13$ (Борнеман-Старынкевич, 1964; Лапидес, Владыкин, 1975). Этот метод приводил к наиболее удовлетворительным результатам (табл. 8). Описание характеристик амфиболов дополняется их некоторыми физическими свойствами (табл. 9).

Химический состав амфиболов из щелочных

Номер образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
ЧМ-251	Сиенит I фазы, комплекс Pz ₂	44,50	3,27	1,68	8,03	21,83	1,06
Ир-274	Гранит II фазы	47,05	2,50	4,40	10,14	19,23	1,08
ЧМ-247	Щелочной гранит III фазы	48,22	1,51	0,74	9,07	23,74	0,91
ЧМ-249	То же	52,60	0,99	2,15	18,00	12,73	0,74
АС-242	Щелочной гранит III фазы, Pz ₃ -комплекс	49,45	1,28	0,96	16,35	18,76	1,54
АС-237	То же	50,25	1,44	1,27	17,22	10,72	1,21
А-189	Альбитовый гранит	47,12	2,79	1,48	15,79	18,09	1,12
А-200	»	48,85	0,80	1,69	17,41	18,76	0,75
АС-236	Щелочногранитный пегматит	53,40	1,11	0,74	15,68	11,87	0,53
ЧМ-246	То же	47,76	1,20	0,96	9,31	25,66	1,18
АС-243	»	48,75	1,56	1,17	14,29	20,68	1,01
2	Микроклинит	46,20	0,71	1,66	21,66	15,36	0,69
3	»	47,72	0,68	2,03	19,07	18,19	0,54
1	»	47,20	0,79	1,53	22,33	17,28	0,54
5	»	48,02	0,54	2,03	19,65	17,43	0,70
4	»	48,40	0,54	1,86	18,20	18,48	0,76
1а	»	43,04	0,68	0,62	21,01	19,91	0,47
3а	»	48,55	0,75	1,51	18,06	17,24	0,56
4а	»	50,34	0,55	0,52	19,27	18,48	0,32
5а	»	49,86	0,77	1,42	18,16	17,11	0,66
6а	»	50,03	0,85	1,48	16,50	19,39	0,65
7а	»	47,76	0,72	1,36	17,45	19,91	0,75
11а	»	48,24	0,64	1,86	16,75	20,29	0,71
8	»	48,22	0,60	1,86	16,86	19,69	0,77
10	»	47,56	0,66	1,55	17,61	19,77	0,72
7	»	47,44	0,74	1,36	18,66	18,82	0,76
6	»	46,20	0,66	1,78	21,66	16,12	0,80
9а	»	49,81	0,75	1,39	16,99	19,04	0,13
8а	»	49,92	0,85	1,46	16,60	19,76	0,64
б/н	»	46,27	0,48	1,86	22,25	15,80	0,67
А-111	»	50,23	0,67	2,19	18,34	16,84	0,60
А-417/1	»	48,78	0,58	1,48	20,96	16,08	0,49
А-417/2	»	48,62	0,58	1,68	22,51	12,86	0,69

гранитоидов северо-восточной Тувы (в вес.%)

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	F	H ₂ O	Сумма	F—O	Сумма
6,38	5,68	4,83	1,32	0,01	0,64	Н. о.	2,40	101,63	—	101,63
1,64	4,63	5,06	1,47	Н. о.	0,24	1,16	3,55	102,45	0,49	101,66
1,11	4,08	5,71	1,62	0,02	0,44	0,95	2,86	100,98	0,40	100,58
0,75	3,25	6,95	0,90	Н. о.	0,15	1,50	1,50	100,71	—	100,71
1,82	0,74	5,71	1,10	0,12	0,16	0,54	2,26	100,79	0,23	100,56
5,61	2,06	6,51	1,10	0,10	0,39	0,71	0,65	99,24	0,30	98,94
1,10	0,22	6,75	1,33	0,27	0,39	0,94	3,18	100,57	0,40	100,17
0,56	0,52	6,47	1,07	0,18	0,41	1,11	2,63	100,21	0,47	100,74
5,39	1,16	6,08	1,29	0,12	0,29	0,95	1,38	99,99	0,40	99,59
1,50	2,81	5,61	1,38	0,03	0,16	0,84	2,82	100,22	0,35	100,87
1,79	0,56	6,26	1,26	0,07	0,12	0,59	2,20	100,31	0,25	100,06
0,74	3,48	5,18	0,53		0,14	1,75	2,36	100,46	0,74	99,72
0,18	1,84	5,88	0,89	0,47	—	1,00	2,03	100,52	0,42	100,10
0,22	1,73	4,46	1,01	0,93	0,02	1,59		99,63	0,67	98,96
0,14	1,56	6,14	0,81	0,49	0,02	1,07	1,72	100,32	0,45	99,87
0,22	1,49	5,88	0,90	0,49	0,17	1,02	2,19	100,60	0,43	100,17
0,31	4,18	4,75	0,32	0,20	Н. о.	2,76	1,92	100,17	1,16	99,01
0,12	2,65	5,56	0,81	0,15	»	2,32	1,46	99,74	0,98	98,76
0,06	3,69	3,51	0,30	0,12	»	1,60	1,76	100,52	0,67	99,85
0,15	1,28	6,20	0,80	0,20	»	1,00	2,42	100,53	0,42	100,11
0,16	1,40	5,97	0,70	0,28	»	0,65	1,51	99,50	0,27	99,23
0,35	1,61	5,66	0,92	0,47	»	1,06	1,71	99,73	0,45	99,28
0,33	1,34	6,25	0,81	0,43	»	0,95	1,63	100,23	0,40	99,83
0,54	1,22	6,37	0,57	0,62	0,28	0,97	1,92	100,49	0,41	100,08
0,17	2,04	5,99	0,75	0,39	0,02	1,40	1,66	100,29	0,59	99,70
0,40	1,88	4,55	0,93	0,47	0,67	1,07	1,74	100,49	0,45	100,04
0,10	1,44	6,87	1,03	0,36	0,66	0,90	2,35	100,93	0,38	100,55
1,46	1,46	5,87	0,83	0,20	Н. о.	1,00	2,39	99,80	0,42	99,38
0,13	1,38	5,87	0,83	0,21	»	1,00	1,81	100,46	0,42	100,04
0,89	2,62	5,81	0,72	0,20	»	1,55	2,63	101,75	0,65	101,10
0,22	0,67	6,07	1,02	Н. о.	0,30	Н. о.	4,73	101,88	—	101,88
0,28	1,78	5,13	1,19	0,32	Н. о.	1,20	1,28	99,55	0,51	99,04
0,80	1,12	6,48	0,90	0,29	»	1,10	2,00	99,63	0,46	99,17

Номер образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
A-417/4	Микроклинит	49,28	0,68	1,68	19,44	16,43	0,69
A-417/5	»	49,44	0,68	1,63	19,34	16,65	0,56
A-417/6	»	48,86	0,58	1,68	17,55	17,86	0,64
A-417/8	»	50,48	0,63	1,63	17,00	18,42	0,67
11	»	48,76	0,78	1,53	19,39	17,66	0,74
A-118	Из альбит-циртолитовой жилы	50,90	0,80	1,27	16,37	16,85	0,97
б/н	То же	49,24	1,31	1,56	22,85	10,32	0,93
E-18	Щелочной гранит. Огнит	45,85	4,10	5,94	13,66	11,46	3,64

Наиболее полно химический состав амфиболов представлен для щелочных гранитов Хан-Богдинского массива. Большое количество анализов амфиболов характеризует здесь все описанные выше разновидности щелочных гранитоидов, последовательность которых отражает эволюцию Хан-Богдинского массива. Количество анализированных амфиболов в щелочных гранитоидах приведено в табл. 10. Из этой таблицы следует, что щелочные амфиболы гранитоидов Хан-Богдинского массива чаще всего находятся в парагенезисе с эгирином, щелочными полевыми шпатами и кварцем, в то время как для амфиболов других массивов МНР (см. табл. 4) место эгирина может занимать магнетит.

Отбор проб для анализа амфиболов из щелочных гранитов производился как в породах главной фазы Хан-Богдинского массива, так и в более поздних пегматитах, экеритах, в том числе и «слоистых» телах (рис. 12, а, б).

НОМЕНКЛАТУРА ЩЕЛОЧНЫХ АМФИБОЛОВ

Достаточно удовлетворительная общая классификация амфиболов, основанная главным образом на данных Сундиуса (Sundius, 1946) и Мияширо (Miyashiro, 1957), приведена в справочнике (Дир и др., 1966). Вопросы классификации амфиболов рассмотрены также Е. С. Доброхотовой (1968). Главным классификационным признаком амфиболов является их химический состав, который в достаточной степени увязан с их структурой (см. выше). В основе классификации лежат выделенные исходя из главнейших схем изоморфного замещения теоретические составы крайних миналов амфиболов. Нет не-

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	P ₂ O ₅	F	H ₂ O	Сумма	F—O	Сумма
0,48	0,98	6,08	0,90	0,27	Н. о.	0,96	1,54	99,41	0,40	99,01
0,97	0,22	6,21	0,93	0,23	0,07	0,70	1,79	99,42	0,29	99,13
0,23	0,98	6,75	0,96	0,28	0,07	0,70	2,72	99,86	0,29	99,57
0,24	0,38	6,21	1,02	0,47	0,09	0,75	1,79	99,78	0,32	99,46
0,04	1,30	6,08	0,87	0,49	—	0,98	1,85	100,47	0,41	100,06
1,28	0,15	6,10	1,16	0,29	0,08	0,83	2,18	99,23	0,35	98,88
0,48	0,57	7,83	0,66	0,45	0,10	Н. о.	2,48	98,78	—	98,78
4,72	1,46	6,75	1,00	Н. о.	0,04	»	2,23	100,85	—	100,85

обходимости их перечислять здесь, поскольку они широко известны (Дир и др., 1966). Добавим только, что к списку миналов цитированного справочника в последние годы добавлены миналы сундиусита $\text{Na}_2\text{CaR}_3^{2+}\text{Al}_2/\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}/(\text{OH}, \text{F})_2$ и мияшироита $\text{Na}_3\text{R}_3^{2+}\text{Al}_2/\text{AlSi}_7\text{O}_{22}/(\text{OH}, \text{F})_2$ (Phillips, Layton, 1964), синтезировать которые пока не удалось (Phillips, Rowbotham, 1968). На основе изображения составов важнейших натрий-кальциевых миналов амфиболов в пространственных прямоугольных координатах $\text{Ca} - \text{Al}^{\text{IV}} - \text{Al}^{\text{VI}}$ предлагал классифицировать амфиболы Филлипс (Phillips, 1966). На близкой к этой основе разработана классификация амфиболов Е. Витакера (Whitaker, 1968).

Мы также разделяем амфиболы на две большие группы: кальциевые и натриевые (щелочные). Границу между ними проводят по составу, в котором количество атомов кальция меньше одного, а количество атомов натрия в формульной единице обычно составляет не менее одного — двух. Это важно в связи с необходимостью четкой определенности термина «щелочной амфибол» (Соболев, 1951).

Обычно нижним пределом типично кальциевых роговых обманок принимается 1,5 катиона кальция на формульную единицу (Дир и др., 1966). Амфиболы, промежуточные по составу между кальциевыми и щелочными, т. е. с содержанием кальция $1,0 \div 1,5$ атома на формульную единицу, иногда называют субкальциевыми (Himmelberg, Papike, 1969). Для амфиболов такого состава из эклогитов даже дано специальное название «барруазит» (Binns, 1967).

Рассмотрим составы амфиболов из щелочных гранитоидов (см. табл. 5—8) на диаграмме рис. 13. Координатами диаграммы является количество атомов кальция и общее количество

Химический состав амфиболов щелочных гранитоидов

Номер образца	Порода, местонахождение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
ОВ-242	Щелочной гранит, Кольский п-ов	50,24	1,45	3,09	20,18	14,49	0,32	0,40
ОВ-243	То же	44,68	1,99	2,64	19,21	17,04	0,20	0,63
ОВ-244	»	47,16	1,61	2,38	19,64	17,43	0,45	0,51
643	»	46,26	0,84	3,44	13,24	25,24	0,26	0,83
644	»	48,12	1,09	3,59	14,81	21,04	0,45	0,66
645	»	48,29	0,61	11,58	4,56	22,56	—	2,37
646	»	51,18	1,26	2,52	18,23	16,25	0,42	0,43
1	»	46,26	0,84	3,44	13,24	23,59	0,26	0,83
2	»	48,12	1,09	3,59	14,81	21,04	0,45	0,66
3	»	48,29	0,61	11,58	4,56	22,56	—	2,37
4	»	48,56	4,73	—	10,69	23,64	—	0,63
5	»	47,63	1,22	0,45	14,73	22,34	0,44	0,25
6	»	47,94	0,84	4,52	8,88	27,10	0,72	0,41
7	»	47,75	2,14	2,83	12,14	16,46	1,23	4,78
8	»	48,76	1,03	1,41	10,70	25,50	0,43	0,30
АФ-120	Щелочной гранит, Нигерия	48,88	1,46	1,97	18,86	14,31	Н. о.	0,13
Аф-173	То же	50,72	0,63	1,87	17,75	14,30	0,51	0,31
Аф-174	»	50,04	0,63	2,21	14,48	15,74	0,54	0,56
Аф-201	»	47,42	0,39	1,55	15,55	20,03	Н. о.	0,39
Аф-202	»	47,92	0,93	1,69	14,90	20,03	»	0,57
Аф-1	Рибекит-агиритовый гранит, Нигерия	51,01	0,96	0,80	16,41	17,62	0,48	0,22
Аф-2	Альбит-рибекитовый гранит, Нигерия	49,05	0,71	2,91	13,98	19,04	0,06	0,33
А-16	Щелочной гранит, Нигерия	48,83	1,12	2,31	10,90	21,77	0,27	0,06
А-4	То же	47,56	1,51	0,88	9,28	26,03	0,61	0,34
А-2	»	47,70	1,04	1,15	12,40	22,35	0,54	0,44
А-7	»	48,09	1,74	0,60	10,88	25,33	0,62	0,05
А-3	»	49,60	0,76	0,34	11,48	22,24	0,40	0,16
А-8	»	47,45	1,61	0,66	12,65	21,41	0,48	0,03
А-15	»	48,44	1,15	0,10	12,42	21,12	0,52	0,42
А-15	»	50,19	0,60	0,24	13,34	20,53	0,37	0,03

из различных регионов мира (в вес. %)

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	F	H ₂ O*	P ₂ O ₅	Ш. в.	Сумма	Литературный источник
2,03	4,05	0,92	Н. о.	0,45	1,71	Н.о.	Н.о.	100,51	Материалы В. А. Ожогина
1,55	6,65	1,08	0,21	0,36	1,34	»	»	99,40	То же
2,80	6,07	0,79	Н. о.	0,27	1,14	»	»	100,55	»
3,88	4,69	1,20	»	Н. о.	0,15	0,01	—	100,04	Химические анализы..., 1970
1,02	6,97	1,93	»	»	0,45	0,01	—	100,14	То же
1,76	5,85	1,85	»	»	0,92	Н.о.	—	100,35	»
1,81	6,60	1,09	»	0,31	0,02	»	—	100,02	»
3,88	4,69	1,20	»	Н. о.	1,95	»	Н.о.	100,18	Щелочные граниты..., 1958
1,02	6,97	1,93	»	»	0,42	»	»	100,10	То же
1,76	5,85	1,85	»	»	0,92	»	»	100,45	»
2,17	5,32	2,49	»	»	1,89	»	»	100,72	»
2,80	7,34	2,41	»	»	1,26	»	»	100,57	»
3,15	5,39	1,73	»	»	1,04	»	»	101,24	»
2,82	6,53	0,85	»	»	1,85	»	»	99,85	»
1,02	7,12	1,53	»	»	2,07	»	»	99,89	»
1,26	9,83	1,32	1,73	0,12	1,26	»	»	101,08	Тугаринов, Коваленко, 1973
0,29	9,04	1,44	1,10	1,57	1,27	»	»	100,10	То же
0,40	8,69	1,68	1,08	0,74	1,81	»	»	98,29	»
1,55	7,59	1,68	0,46	0,26	1,75	»	»	98,51	»
1,41	6,88	1,44	0,47	1,72	Н. о.	»	»	97,96	»
0,19	7,98	1,80	0,56	1,70	0,91	»	»	100,64	Беус и др., 1962
1,36	9,19	1,27	Н. о.	Н. о.	0,80	»	»	98,70	То же
1,32	8,75	1,22	»	2,30	1,75	»	»	100,94**	»
4,27	5,74	1,15	»	0,56	1,63	0,20	»	100,37**	Borley, 1963
2,22	6,36	1,14	0,52	1,31	1,82	0,07	»	100,64**	То же
0,87	7,41	1,01	0,51	1,03	1,45	0,08	»	100,21**	»
0,90	8,77	1,70	0,51	2,00	1,16	0,06	»	101,59**	»
2,88	6,62	1,82	0,42	1,40	1,92	0,08	»	100,61**	»
1,95	7,92	1,68	0,97	2,33	1,10	0,04	»	100,05**	»
0,49	8,67	1,89	0,65	2,00	1,30	0,04	»	100,40**	»

Номер образца	Порода, местонахождение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
А-1	Щелочной гранит, Нигерия	50,25	0,80	0,26	13,95	17,09	0,62	0,04
А-6	То же	48,59	1,28	0,92	13,22	21,10	0,47	0,03
А-5	»	47,60	1,66	0,86	13,71	22,35	0,60	0,07
87	Рибекитовый гранит, массив Акбшик, Казахстан	47,30	1,83	2,92	8,73	22,80	0,24	0,34
80	Эгирин-рибекитовый гранит, массив Керегетас, Казахстан	46,20	4,04	4,01	5,93	22,70	0,36	0,20
75	Астрофиллит-рибекитовый гранит, массив Керегетас, Казахстан	47,00	1,36	3,82	8,51	22,60	0,36	0,46
б/н	Щелочной гранит, Малый выход, Казахстан	49,94	0,94	0,90	15,05	17,71	1,04	0,64
К-1	Пегматит, Казахстан	48,32	0,92	1,53	19,56	8,66	4,02	3,35
Хор-19	Щелочной гранит, Зап. Забайкалье	52,09	1,59	2,15	14,28	15,98	2,20	2,06
Кр-33/1	То же	51,58	1,47	1,60	9,44	9,34	1,20	11,40
БК-1	»	51,24	3,23	2,15	10,06	4,47	1,43	11,09
МК-2	»	48,14	2,98	1,98	5,69	19,40	0,81	7,52
МК-1	»	48,15	2,73	1,97	9,35	18,68	0,87	5,33
Хр-33	»	50,03	2,61	2,33	8,19	9,16	1,42	12,26
БК-17	»	51,55	1,52	2,15	4,51	14,55	1,40	11,30
А-258	Амфиболовый граносиенит, Соктуй, Забайкалье	40,78	1,37	5,74	15,65	14,25	1,08	5,34
А-300	То же	38,62	2,24	8,66	7,49	23,89	0,53	3,47
Б-523	Щелочной пегматит, Бурпала, Прибайкалье	49,53	0,81	4,24	11,01	11,49	1,06	7,36
Б-564	То же	48,10	1,23	3,73	13,00	11,49	1,35	6,71
Б-542	»	49,13	0,94	3,73	11,56	12,22	1,50	6,12
83	Щелочной гранит, Забайкалье	51,74	1,03	10,41	20,72	1,94	0,41	0,15
121Р***	Вкрапленники стекловатых пантеллеритов Кении	47,6	1,6	0,6	35,1	—	0,99	0,97

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	F	H ₂ O*	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Литературный источник
0,20	8,80	2,20	2,20	3,31	0,49	Н. о.	»	100,22**	Borley, 1963
1,79	7,30	1,62	0,67	1,61	1,52	0,05	»	101,03**	»
1,74	6,92	1,20	0,46	1,40	1,65	0,02	»	101,07**	»
1,50	6,73	1,85	Н. о.	3,44	2,83	0,34	»	99,62	Зырянов, 1969
2,56	6,87	1,56	»	3,53	1,44	0,15	0,71	99,13	То же
1,74	6,76	1,65	»	3,92	0,80	0,16	0,73	99,09	»
0,55	8,40	0,97	1,00	1,76	0,60	Н. о.	Н. о.	99,5	Минеев, 1968
0,31	7,62	0,98	0,99	Н.о.	Н.о.	0,29	1,61	99,16	Минер. музей АН СССР
0,88	7,02	1,06	—	1,62	»	0,29	Н.о.	100,45	Шеремет и др., 1976
3,40	6,61	1,01	0,13	0,94	»	0,26	1,45	100,30	То же
5,37	4,26	0,96	0,06	2,30	»	0,36	1,77	99,76	»
5,02	4,72	0,84	0,06	1,14	»	0,58	2,77	100,30	»
3,86	4,93	0,88	0,08	1,94	»	0,56	0,61	100,10	»
4,26	5,67	0,96	0,12	3,60	»	0,37	1,00	100,50	»
2,57	6,07	0,93	0,13	3,15	»	0,17	1,48	100,13	»
7,32	4,19	1,09	0,07	0,65	1,74	0,48	Н. о.	99,48	Данные авторов
9,41	2,06	1,20	—	0,50	1,50	0,19	»	99,55	То же
1,10	8,96	2,04	0,31	0,80	1,16	0,08	»	99,62	»
0,93	8,97	1,67	0,41	1,70	1,05	0,08	»	99,66	»
0,75	8,72	1,68	0,49	2,51	1,66	0,26	»	100,05	»
0,73	11,61	0,19	—	Н. о.	1,37	Н. о.	Н. о.	100,00	Фельдман, 1969; Nicholls, Carmichael, 1969
4,5	5,9	1,4	Н. о.	1,2	Н. о.	»	»	100,7	То же

Номер образца	Порода, местонахождение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
121M***	Микролиты стекловатых пачтеллеритов Кении	47,6	1,6	0,6	34,9	—	0,97	0,72
NZC-4777***	То же, Новая Зеландия	53,5	0,51	0,3	32,8	—	0,59	0,07
A-12	Щелочной гранит, Нигерия	49,15	1,14	0,95	13,10	20,60	0,32	0,30
A-13	То же	48,47	0,74	0,59	11,89	22,93	0,37	0,05
A-14	»	49,61	0,52	0,27	12,91	19,50	0,48	0,13
A-9	Амфибол-биотитовый гранит, Нигерия	48,74	1,17	0,36	12,61	21,52	0,41	0,06
74	Рибекитовый фельзит, Шотландия	51,30	1,90	2,70	14,20	18,50	0,90	Н.о.
75	Щелочной гранит, Нью-Хемпшир, США	46,98	1,49	1,29	11,93	23,38	0,24	0,13
76	Щелочной гранит, Массачусетс, США	51,79	1,25	0,68	14,51	24,43	1,15	0,10
9	Щелочной гранит, Добруджа, Румыния	51,17	0,63	1,11	15,18	18,48	2,85	0,32
10	Щелочной гранит, Колорадо, США	49,87	0,34	1,04	14,25	20,19	1,22	0,03
11	Щелочной гранит, Португалия	48,30	0,38	2,66	13,41	20,40	1,33	1,17
59	Кварцево-снетитовый пегматит, Корейский п-ов	47,60	1,09	3,49	11,06	18,79	0,99	4,56
60	Кварцевый снетит, Корейский п-ов	52,41	0,45	0,61	14,37	14,82	1,46	5,07
Д-2	Рокаллит, о-в Рокалл	50,3	0,8	0,7	24,4	0,6	0,6	0,3
Д-4	Амфибол, Пайкс-Пик, Колорадо, США	49,46	—	1,05	15,78	21,03	1,23	0,62
Н-1	Амфибол-биотитовый двуплатовый гранит, батолит Голден Хория, Вашингтон, США	43,22	1,71	7,19	5,01	17,16	0,66	8,81

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	F	H ₂ O*	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Литературный источник
4,0	6,4	1,5	»	1,2	»	»	»	99,00	Фельдман, 1969; Nicholls, Carmichael, 1969
0,98	8,6	1,4	»	3,0	»	»	»	100,8	»
0,64	7,66	1,96	1,10	2,17	1,40	»	»	101,35**	Borley, 1963
0,88	8,88	1,60	0,76	2,20	1,08	»	»	101,35**	То же
0,31	9,43	1,65	1,76	2,48	1,10	»	»	101,12**	»
1,02	8,08	1,75	0,99	2,06	1,37	0,03	»	101,10**	»
1,10	6,00	1,40	Н. о.	Н. о.	2,20	—	»	100,30	Phemister, 1950
1,91	8,90	2,74		»	1,10	—	»	100,09	То же
1,28	6,16	1,10		0,20	1,40	—	»	100,99	»
0,80	6,28	0,72	0,14	0,60	1,61	—	»	100,09**	Borg, 1967
0,44	7,75	1,15	0,44	2,46	1,00	—	»	99,83**	То же
1,40	6,91	1,41	0,14	1,12	1,27	—	»	99,70**	»
2,56	4,72	1,42	0,35	Н. о.	3,58	Н. о.	»	99,86	Miyashiro, 1956
1,33	4,94	2,10	Н. о.	0,30	2,12	»	»	99,85	То же
0,6	8,8	1,7	»	Н. о.	1,30	»	»	99,40	Sabine, 1960
—	7,19	1,72	»	»	1,15	»	»	100,23	Дир и др., 1966
10,60	2,01	0,79	0,01	»	1,83	»	»	99,78	Stull, 1973

Номер образца	Порода, местонахождение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
F-2	Амфибол-биотитовый моношпатовый гранит, батолит Голден Хорн, Вашингтон, США	41,25	2,79	6,87	4,83	26,77	0,64	2,99
F-3	То же	43,49	1,33	3,84	5,70	29,44	0,49	1,19
F-4	»	42,11	1,57	6,64	4,01	26,97	0,67	3,18
a-1	Щелочной гранит, батолит Голден-Хорн, Вашингтон, США	44,85	1,30	1,75	10,07	26,50	0,45	0,58
a-2	То же	46,24	1,29	1,66	10,75	24,85	0,39	0,60
a-3	»	47,14	1,11	1,64	10,89	24,36	0,37	0,05
O-1	»	47,13	1,18	1,84	11,56	23,70	0,34	0,20
R-1	»	47,72	1,24	1,29	13,18	21,99	0,43	0,22
Г-21-а	Энигматит-астрофиллит-рибекитовый гранит, СССР	42,73	4,60	4,24	6,10	30,46	0,42	0,80

Уланский

Юг-671	Щелочной гранит	49,46	1,00	0,26	15,82	21,91	0,68	0,60
4352	То же	49,32	0,66	3,67	11,50	22,34	0,56	0,43
4372/4	»	49,58	0,76	3,61	13,60	20,08	0,56	Сл.
15-B	Пегматит	44,45	1,06	4,28	17,74	17,50	0,42	1,00
Г-21а	Щелочной гранит	42,73	4,60	4,24	6,10	30,46	0,42	0,80
Юг-32	Пегматит	49,84	0,74	0,05	19,29	17,84	0,34	0,21
Юг-6710	»	50,60	1,45	0,82	17,82	17,28	0,47	0,33
Г-14	Щелочной гранит	43,96	0,65	4,92	19,36	17,81	0,46	0,60
9002	Пегматит	50,58	0,70	3,93	14,89	18,94	0,46	0,31
9006	»	50,68	0,54	3,34	13,36	17,54	0,88	0,23
Юг-6714	»	49,00	1,80	0,10	23,66	12,57	0,48	0,30
Юг-677	»	49,20	1,70	0,10	23,78	12,57	0,35	0,30

* Общее (суммарное) содержание воды (H₂O⁺ + H₂O⁻); частные определения
 ** Сумма окончательная, за вычетом пересчета F—O. В сумму входят допол
 A4: ZnO—0,50, PbO—0,05; A2: ZrO₂—0,43, ZnO—0,43, Cl—0,12; A7: Cl—0,08, ZrO₂—0,44,
 PbO—0,04; A15: Cl—0,06, ZrO₂—0,20, ZnO—0,78, PbO—0,02; A1: Cl—0,18, ZrO₂—0,56,
 Cl—0,09, ZrO₂—0,14, ZnO—0,59; A12: Cl—0,16, ZrO₂—0,20, ZnO—0,64, PbO—0,04;
 —0,07; 9: Cl—0,04, ZnO—0,29, CuO—0,13; 10: ZnO—0,67, CuO—0,01; 11: ZnO—0,25,
 F-3: ZnO—0,31; F-4: ZnO—0,17; a-1: ZnO—0,38; a-2: ZnO—0,40; a-3: ZnO—0,39;
 Юг-671: Rb₂O—0,01, Cr—0,003; 4372/4: Rb₂O—0,025, Ta₂O₅—0,0005, Nb₂O₅—0,034;
 Юг-6710: Rb₂O—0,02, ZrO₂—0,135; Г-14:
 Ta₂O₅—0,001, Nb₂O₅—0,50, SO₃—0,07; Юг-6714: Rb₂O—0,02, ZrO₂—0,135; Г-14:
 *** Анализы выполнены на рентгеновском микрозонде.

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	F	H ₂ O*	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Литературный источник
9,15	1,96	1,05	0,01	Н. о.	2,47	Н. о.	Н. о.	99,96	Stall, 1973
8,34	2,13	0,95	0,03	»	2,87	»	»	100,11	»
9,31	2,26	1,00	0,01	»	1,97	»	»	99,87	»
3,95	5,24	1,04	0,09	»	3,78	»	»	99,98	»
3,82	5,94	1,05	0,14	»	2,85	»	»	99,98	»
4,20	5,82	1,06	0,13	»	2,98	»	»	100,14	»
3,20	6,01	1,04	0,16	»	2,85	»	»	99,60	»
1,82	7,24	1,15	0,28	»	2,80	»	»	99,78	»
0,21	6,04	1,34	0,09	1,00	2,00	»	»	—	Маракушев и др., 1966
0,35	7,26	1,26	0,16	Н.о.	1,35	»	»	100,24	Гамалея, 1970
0,40	7,73	1,16	0,22	»	0,16	»	2,01	100,22	То же
0,10	8,11	1,21	0,34	»	0,14	»	1,39	99,54	»
0,32	7,22	1,24	0,83	1,00	1,69	»	Н. о.	99,95	»
0,21	6,04	1,34	0,09	1,00	2,00	0,11	»	99,87	»
0,23	7,30	1,00	0,26	Н.о	0,20	0,02	2,41	100,37	»
0,63	6,64	1,38	0,11	1,60	1,12	0,11	0,78	100,49	»
0,32	7,02	1,12	0,31	1,00	2,16	0,11	Н.о.	99,49	»
0,60	7,21	0,68	—	Н.о.	0,12	Н.о.	1,00	99,42	»
0,65	8,56	1,70	—	»	0,17	»	1,71	99,33	»
0,23	7,50	1,75	0,34	2,05	1,04	0,14	0,66	100,66	»
0,22	7,80	1,58	0,28	2,17	0,90	0,14	0,41	100,49	»

см. в цитированных работах.

ительно определенные: Аф-3—S—0,03, ZrO₂—0,31; A16: Cl—0,40, ZrO₂—0,28, ZnO—0,26;
 ZnO—0,64, PbO—0,07; A3: Cl—0,07, ZnO—0,33, ZrO₂—0,28; A8: ZrO₂—0,15, ZnO—0,62,
 ZnO—0,93, PbO—0,18; A6: Cl—0,04, ZrO₂—0,20, ZnO—0,56, PbO—0,06; A5:
 A13: Cl—0,03, ZrO₂—0,41, ZnO—0,47, A14: Cl—0,09, ZrO₂—0,21, ZnO—0,47, PbO—
 CuO—0,02; 9a: Cl—0,10, ZnO—0,64, PbO—0,07; H-1: ZnO—0,08; F-2: ZnO—0,18;
 0—1: ZnO—0,39; R-1: ZnO—0,42; 87: Cl—0,07; 80: CO₂—0,36; 75: Cl—0,04, CO₂—0,38;
 SO₃—0,01; 15-B: Rb₂O—0,09; Г-21а: Rb₂O—0,12, Cs₂O—0,03; Ю-32: Rb₂O—0,006,
 Rb₂O—0,08, Cs₂O—0,03.

Кристаллохимические формулы амфиболов

из щелочных гранитоидов Монголии*

Номер образца	Si	Al _{IV}	Ti _{IV}	Fe ³⁺ _{IV}	Z	Al _{VI}	Ti _{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ХБ-1049	7,06	0,94	—	—	8,00	0,12	0,16	0,37	3,00
ХБ-898	7,52	0,24	0,17	0,17	8,00	—	—	1,59	2,19
ХБ-900	7,11	0,15	0,22	0,53	8,00	—	—	1,49	2,32
ХБ-1050	7,75	0,2	0,05	—	8,00	—	0,07	1,96	2,44
ХБ-1054	8,13	—	—	—	8,13	0,18	0,14	1,38	2,78
ХБ-1827	7,73	0,27	—	—	8,00	0,09	0,20	1,47	2,68
ХБ-1800	7,91	0,09	—	—	8,00	0,18	0,20	1,01	3,10
ХБ-1809	7,90	0,10	—	—	8,00	0,14	0,21	0,98	3,39
ХБ-1801	7,74	0,26	—	—	8,00	—	0,15	1,48	2,92
ХБ-1804	7,80	0,20	—	—	8,00	0,04	0,19	1,18	3,29
ХБ-1811	7,79	0,21	—	—	8,00	0,03	0,15	1,45	2,83
ХБ-1825	7,70	0,30	—	—	8,00	0,17	0,15	1,55	2,54
ХБ-1824	7,86	0,24	—	—	8,00	0,06	0,22	1,51	2,37
ХБ-1826	7,55	0,39	—	—	8,00	—	0,32	1,17	3,10
ХБ-1820	7,83	0,17	—	—	8,00	0,13	0,22	1,42	2,64
ХБ-1821	7,49	0,43	0,09	—	8,00	—	0,19	0,97	3,10
ХБ-1808	7,52	0,41	0,07	—	8,00	—	0,16	1,12	3,25
ХБ-1053	8,03	—	—	—	8,03	0,24	0,08	2,84	2,30
ХБ-1797	7,77	0,23	—	—	8,00	0,05	0,19	1,60	2,74
ХБ-1792	7,84	0,16	—	—	8,00	0,12	0,19	1,34	2,84
ХБ-1798	7,81	0,19	—	—	8,00	0,1	0,16	1,40	2,90
ХБ-856/5	7,95	0,05	—	—	8,00	0,22	0,06	1,97	2,23
ХБ-856/7	7,86	0,14	—	—	8,00	0,13	0,06	1,65	1,70
ХБ-856/13	8,02	—	—	—	8,02	0,17	0,06	1,95	2,32
ХБ-1791/10	7,82	0,18	—	—	8,00	0,14	0,18	1,29	2,85
ХБ-810/170***	7,57	0,42	0,01	—	8,00	—	0,10	0,84	3,49
ХБ-1059/6	7,94	0,06	—	—	8,00	0,08	0,18	1,47	2,80
ХБ-1051	7,80	0,20	—	—	8,00	—	0,09	1,91	2,47
ХБ-1428/11	7,78	0,21	0,01	—	8,00	—	0,11	1,47	2,77
ХБ-1253	7,73	0,14	0,13	—	8,00	—	0,01	1,60	2,78
ХБ-903	7,82	0,10	0,08	—	8,00	—	0,47	1,69	2,74
ХБ-909	7,58	0,19	0,11	0,12	8,00	—	—	1,51	2,55
ХБ-911	7,44	0,17	0,12	0,27	8,00	—	—	1,44	2,88
ХБ-1110	8,14	—	—	—	8,14	0,16	0,12	1,34	2,83

Mn	Mg	Li	Y	Ca	Na	K	X+A	ОН**	F	O
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
0,19	1,35	—	5,00	1,47	0,76	0,17	2,59	0,92	0,63	0,12
0,34	0,61	0,27	5,00	0,55	2,72	0,35	3,62	—	1,18	1,18
0,18	0,83	0,18	5,00	0,32	2,51	0,32	3,15	1,10	0,76	0,14
0,24	0,08	0,21	5,00	0,33	2,18	0,37	2,88	0,52	0,55	0,93
0,18	0,09	0,12	4,87	0,13	2,81	0,41	3,35	—	0,61	1,46
0,22	0,12	0,22	5,00	0,09	2,73	0,32	3,14	0,49	0,81	0,70
0,20	0,21	0,10	5,00	0,28	2,55	0,39	3,22	0,56	0,53	0,91
0,18	0,05	0,05	5,00	0,28	2,44	0,40	3,12	0,85	0,35	0,80
0,20	0,14	0,11	5,00	0,27	2,19	0,23	2,69	1,22	0,37	0,41
0,20	0,04	0,06	5,00	0,21	2,34	0,37	2,92	1,02	0,53	0,45
0,28	0,07	0,19	5,00	0,12	2,57	0,40	3,09	0,75	0,65	0,60
0,21	0,12	0,26	5,00	0,16	2,69	0,27	3,12	0,08	1,18	0,74
0,25	0,36	0,13	5,00	0,28	2,62	0,27	3,17	0,17	0,53	1,30
0,21	0,09	0,11	5,00	0,35	2,19	0,22	2,70	1,02	0,55	0,43
0,20	0,24	0,15	5,00	0,31	2,36	0,26	2,93	0,49	0,58	0,93
0,18	0,49	0,07	5,00	0,65	1,85	0,20	2,70	1,36	0,45	0,19
0,26	0,09	0,12	5,00	0,59	1,54	0,20	2,33	1,47	0,37	—
0,24	0,11	0,16	4,97	0,12	2,33	0,44	2,89	0,04	0,81	1,15
0,23	0,03	0,16	5,00	0,08	2,51	0,36	2,95	0,71	0,62	0,67
0,24	0,02	0,15	5,00	0,08	2,56	0,36	3,00	0,65	0,74	0,61
0,23	0,03	0,17	5,00	0,07	2,63	0,37	3,07	0,74	0,66	0,60
0,21	0,13	0,18	5,00	0,12	2,19	0,41	2,72	0,02	1,28	0,70
0,21	0,86	0,19	5,00	0,12	2,19	0,41	2,72	0,28	1,28	0,44
0,24	0,08	0,16	4,98	0,12	2,16	0,41	2,69	0,01	1,06	0,93
0,25	0,15	0,14	5,00	0,20	2,19	0,25	2,64	0,95	0,70	0,35
0,52	0,09	0,06	5,00	0,30	0,83	0,08	1,97	1,61	0,18	—
0,22	0,09	0,16	5,00	0,09	2,63	0,42	3,14	0,34	0,72	0,44
0,21	0,11	0,21	5,00	0,33	2,25	0,37	2,95	—	1,04	0,95
0,26	0,20	0,19	5,00	0,11	2,52	0,48	3,11	0,79	0,67	0,54
0,21	0,21	0,16	5,00	0,18	2,59	0,45	3,22	0,47	0,81	0,72
0,20	0,12	0,18	5,00	0,55	2,52	0,39	3,46	—	0,80	1,57
0,31	0,42	0,19	5,00	0,32	2,66	0,36	3,34	0,45	0,88	0,67
0,22	0,29	0,17	5,00	0,38	2,42	0,40	3,20	0,79	0,80	0,41
0,22	0,22	0,18	4,86	0,05	2,94	0,39	3,38	0,02	0,71	1,27

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ХБ-1815	7,82	0,18	—	—	8,00	0,12	0,14	1,31	2,90
ХБ-1812	7,86	0,14	—	—	8,00	0,11	0,13	1,37	2,89
Хар-964	6,73	1,09	0,18	—	8,00	—	0,02	1,45	2,81
Хар-963	7,26	0,60	0,14	—	8,00	—	0,35	1,17	3,10
Хар-965	7,76	0,24	—	—	8,00	0,28	0,09	1,91	2,26
Хар-1234	7,76	0,24	—	—	8,00	0,42	0,14	1,44	2,63
СПЭ-1357	6,73	0,62	0,65	—	8,00	—	0,24	0,60	2,86
СПЭ-1790	7,34	0,51	0,15	—	8,00	—	0,21	1,05	2,05
СШБ-1360	7,60	0,40	—	—	8,00	0,08	0,18	1,55	2,91
СШБ-1359	7,52	0,48	—	—	8,00	0,02	0,19	2,18	2,35
СШБ-1261	7,44	0,41	0,15	—	8,00	—	0,14	2,01	2,60
СШБ-1361	7,48	0,34	0,14	0,04	8,00	—	—	2,23	2,06
СПД-1268	7,34	0,41	0,25	—	8,00	—	0,01	1,73	2,61
СПД-1266	7,19	0,40	0,41	—	8,00	—	0,03	1,73	2,55
СПД-1267	7,64	0,36	—	—	8,00	0,03	0,16	1,84	2,54
БУ-883	7,36	0,30	0,14	0,20	8,00	—	—	0,98	3,48
БУ-552	7,61	0,32	0,07	—	8,00	—	0,10	1,51	3,02
БУ-874	7,56	0,44	—	—	8,00	—	0,20	1,12	3,47
БУ-885	7,59	0,41	—	—	8,00	0,04	0,27	1,38	2,95
БУ-893	7,51	0,49	—	—	8,00	0,26	0,18	0,72	3,53
БУ-884	7,58	0,34	0,08	—	8,00	—	0,05	1,70	2,97
БУ-547	6,73	0,59	0,22	0,56	8,00	—	—	0,75	3,64
ДБ-701	7,54	0,42	0,04	—	8,00	—	0,12	1,39	3,01
ДБ-700	7,35	0,49	0,16	—	8,00	—	0,19	1,54	2,64
ДБ-687	7,32	0,44	0,16	0,08	8,00	—	—	1,43	2,94
ДБ-675	7,60	0,40	—	—	8,00	0,11	0,26	1,36	2,76
ДБ-679	7,23	0,71	0,06	—	8,00	—	0,29	1,17	3,02
ДБ-677	8,02	—	—	—	8,02	0,26	0,17	1,49	2,69
ДБ-698	7,75	0,25	—	—	8,00	0,13	0,08	1,21	3,18
МГ-1228	5,97	2,03	—	—	8,00	0,65	0,29	0,67	2,67

* Расчет кристаллохимических формул производился по 13 катионам (Булах,
 ** Количество ОН в формульной единице амфиболов приводится из данных
 положительных валентностей в формулах превышает 46.

*** Формула этого амфибола рассчитана, исходя из 15 катионов в позициях
 группы Y таблицы.

Продолжение табл. 8

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
0,20	0,05	0,26	5,00	0,11	2,57	0,32	3,00	1,00	0,62	0,38
0,27	0,08	0,15	5,00	0,10	2,62	0,41	3,13	0,66	0,63	0,71
0,20	0,50	0,02	5,00	1,55	0,71	0,15	2,41	1,51	0,13	0,36
0,26	0,06	0,06	5,00	0,71	1,56	0,23	2,50	1,19	0,31	0,50
0,14	0,07	0,25	5,00	0,21	1,87	0,27	2,35	1,39	0,15	0,46
0,16	0,21	—	5,00	0,82	1,38	0,24	2,44	0,94	0,21	0,85
0,17	0,09	0,04	5,00	0,88	1,20	0,16	2,24	1,20	0,25	0,55
0,13	0,52	0,05	5,00	0,84	1,04	0,14	2,02	1,49	0,30	—
0,11	0,09	0,08	5,00	0,63	1,70	0,13	2,46	0,83	0,58	0,59
0,11	0,11	0,04	5,00	0,47	1,80	0,15	2,42	0,44	0,60	0,96
0,09	0,03	0,13	5,00	0,33	1,84	0,18	2,35	0,63	0,81	0,56
0,09	0,59	0,03	5,00	0,30	2,24	0,19	2,73	0,22	0,93	0,85
0,17	0,38	0,10	5,00	0,78	1,95	0,27	3,00	0,50	0,48	1,02
0,17	0,43	0,09	5,00	0,71	1,85	0,22	2,78	0,81	0,38	0,81
0,16	0,03	0,24	5,00	0,19	2,65	0,23	3,07	1,18	0,54	0,28
0,22	0,30	0,02	5,00	0,83	1,49	0,22	2,54	1,19	0,61	—
0,07	0,18	0,12	5,00	0,66	1,86	0,30	2,82	0,41	0,80	0,79
0,09	0,04	0,08	5,00	0,59	1,70	0,25	2,54	1,37	0,49	0,13
0,10	0,13	0,13	5,00	0,61	1,97	0,22	2,80	0,35	0,81	0,84
0,09	0,14	0,08	5,00	0,71	1,62	0,23	2,56	1,27	0,69	0,04
0,07	0,12	0,08	5,00	0,51	1,89	0,24	2,64	0,83	0,61	0,56
0,10	0,39	0,02	5,00	1,14	1,16	0,22	2,52	1,02	0,41	—
0,08	0,30	0,10	5,00	0,48	1,91	0,20	2,59	1,15	0,67	0,18
0,12	0,39	0,12	5,00	0,75	1,74	0,19	2,68	0,44	0,81	0,75
0,10	0,48	0,05	5,00	0,89	1,26	0,22	2,47	1,24	0,63	0,13
0,06	0,41	0,04	5,00	0,73	1,38	0,16	2,27	1,06	0,40	0,54
0,08	0,42	0,02	5,00	0,99	1,13	0,22	2,34	1,26	0,38	0,36
0,11	0,05	0,21	4,98	0,27	2,61	0,26	3,14	—	1,04	1,36
0,11	0,13	0,16	5,00	0,31	2,01	0,21	2,53	1,13	0,80	—
0,11	0,57	0,01	5,00	1,71	0,74	0,44	2,89	1,29	0,24	0,47

1964; Борнеман-Старынкевич, 1964; Лапидес, Владыкин, 1975).

расчета баланса валентности катионов и анионов. Прочерки означают, что количество $Z+Y+X$. В группу X введены, кроме натрия, калия и кальция, $Mn_{0,22}$ и $Fe_{0,23}$ из

Параметры элементарной ячейки (в Å) и плотность амфиболов

Номер образца	a	b	c	β , град	V, Å ³	$\rho_{\text{изм.}}$ г/см ³
1	2	3	4	5	6	7
ХБ-1049	9,92	18,18	5,32	104,6	928,0	3,362
ХБ-1056	9,88	18,06	5,32	104,1	921,1	3,381
ХБ-898	9,84	18,05	5,28	103,3	912,9	3,384
ХБ-900	9,85	18,06	5,28	103,3	914,5	3,402
ХБ-1050	9,87	18,10	5,30	103,6	920,2	3,428
ХБ-1054	9,85	18,10	5,25	102,9	912,3	3,418
ХБ-1827	9,87	18,01	5,34	103,6	922,4	Н. о.
ХБ-1800	9,87	18,05	5,30	102,5	921,9	»
ХБ-1809	9,90	18,11	5,31	103,6	925,0	»
ХБ-1801	9,89	18,16	5,30	103,4	926,1	»
ХБ-1804	9,88	18,12	5,28	103,3	919,8	»
ХБ-1811	9,85	18,04	5,29	103,2	914,8	»
ХБ-1825	9,84	18,03	5,32	103,7	916,7	»
ХБ-1824	9,86	18,07	5,30	103,3	918,4	»
ХБ-1826	9,90	18,09	5,32	103,6	926,7	»
ХБ-1820	9,89	18,06	5,34	103,8	926,0	»
ХБ-1821	9,95	18,06	5,40	104,7	937,2	»
ХБ-1808	9,92	18,09	5,40	104,5	938,1	»
ХБ-1053	9,87	18,08	5,30	103,4	919,6	3,414
ХБ-1797	9,87	18,04	5,28	103,3	914,4	Н. о.
ХБ-1792	9,90	18,06	5,35	103,8	928,0	»
ХБ-1798	9,85	18,07	5,29	103,1	916,9	»
ХБ-856/5	9,85	18,07	5,28	103,0	915,9	3,400
ХБ-856/7	9,89	18,05	5,32	103,6	923,1	3,378
ХБ-856/13	9,86	18,09	5,27	103,1	915,8	3,388
ХБ-1791/10	9,94	18,01	5,38	104,1	934,4	Н. о.
ХБ-810/170	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	3,458
ХБ-1250	9,86	18,02	5,32	103,7	917,8	3,375
ХБ-1059/6	9,86	18,09	5,26	102,7	915,1	3,401
ХБ-1051	9,85	18,06	5,31	103,6	917,5	3,421
ХБ-903	9,89	18,07	5,27	103,6	914,4	3,422
ХБ-904	9,89	18,10	5,32	103,5	924,5	3,430
ХБ-909	9,87	18,06	5,29	103,3	917,4	3,410
ХБ-911	9,86	18,07	5,27	102,9	915,8	3,429
ХБ-1110	9,89	18,07	5,33	103,8	924,1	3,425
ХБ-1815	9,86	18,05	5,30	103,5	917,7	Н. о.
ХБ-1812	9,87	18,06	5,30	103,4	919,4	»
Хар-964	9,94	18,24	5,33	104,8	935,2	»
Хар-963	9,86	18,15	5,28	103,8	916,6	»

1	2	3	4	5	6	7
Хар-965	9,77	18,10	5,29	103,5	910,4	Н. о.
Хар-1234	9,89	18,21	5,28	103,6	922,6	3,413
СПЭ-1357	9,92	18,18	5,33	104,2	930,7	3,377
СПЭ-1790	9,88	18,15	5,27	103,8	917,1	Н. о.
СШБ-1360	9,85	18,15	5,33	103,6	924,8	3,404
СШБ-1359	9,83	18,03	5,37	104,2	923,4	3,446
СШБ-1261	9,78	18,04	5,33	103,7	913,0	Н. о.
СШБ-1361	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	3,400
СПД-1268	9,88	18,10	5,35	102,9	928,4	3,387
СПД-1266	9,88	18,06	5,37	104,0	929,6	3,394
СПД-1267	9,80	18,03	5,32	103,6	913,0	Н. о.
БУ-883	9,94	18,22	5,33	104,2	936,4	3,396
БУ-874	9,89	18,14	5,33	104,1	927,5	3,434
БУ-552	9,87	18,13	5,298	103,5	921,5	3,392
МГ-1228	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	3,386
БУ-885	9,81	18,12	5,27	103,4	911,0	3,391
БУ-893	9,87	18,14	5,29	103,1	923,3	3,422
БУ-884	9,89	18,14	5,32	103,8	927,4	3,429
БУ-547	9,94	18,25	5,32	104,3	935,5	3,424
ДБ-701	9,89	18,14	5,29	103,7	921,7	3,399
ДБ-700	9,88	18,14	5,28	103,8	917,8	Н. о.
ДБ-687	9,90	18,17	5,31	104,1	925,8	3,413
ДБ-675	9,87	18,13	5,32	104,3	921,8	3,410
ДБ-679	9,89	18,16	5,31	104,2	925,6	3,413
ДБ-677	9,84	18,03	5,32	103,7	916,0	3,390
ДБ-698	9,89	18,07	5,41	104,9	933,1	3,418
А-300	9,48	18,66	5,37	105,2	936,2	Н. о.
Б-542	9,82	18,01	5,30	103,4	911,9	3,321
Б-564	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	3,330

атомов алюминия в формульной * единице амфиболов. На ее основе удобно сопоставлять реальные составы щелочных и кальциевых амфиболов с главными амфиболовыми миналами, содержащими алюминий как в шестерной, так и в четверной координации. При дальнейшем более детальном анализе составов амфиболов, конечно, учитываются различия в содержании алюминия в шестерной и четверной координациях, заполненность вакантных позиций А, железистость, литиевость, марганцовистость и фтористость амфиболов, а также степень окисленности в них железа.

* Формулы всех амфиболов, кроме № ХБ-810/170 (см. табл. 5), рассчитаны на основе 13 катионов групп $Z + Y$ (Борнеман-Старынкевич, 1964).

Количественно-минеральный состав (об. %) амфиболсодержащих редкометалльных щелочных гранитоидов МНР

Номер пробы	Массив, порода	Кв	КПШ	Аб	Амф	Эг	Аксесорные и рудные минералы
<i>Хан-Богдинский</i>							
ХБ-1049	Гастингситовый граноспеллит	20,6		73,1	4,3	0,4	1,6
ХБ-1056	Щелочной гранит на контакте с граноспеллитом	20,5	61,3	1,5	4,8	10,8	1,1
ХБ-898	Моношпатовый щелочной гранит главной интрузивной фазы	29,6	59,1	2,7	2,4	5,5	0,6
ХБ-900	То же	16,7	69,9	7,0	5,5	0,4	0,4
ХБ-1050	»	37,6	54,6	1,3	2,0	4,0	0,4
ХБ-1054	»	37,7	48,4	4,2	4,7	3,5	1,5
ХБ-1827	»	37,6	55,4	0,6	5,0	0,8	0,5
ХБ-1800	»	33,2	48,0	8,4	5,9	3,9	0,6
ХБ-1801	»	33,8	55,1	1,0	6,7	2,6	0,8
ХБ-1804	»	29,7	57,8	2,3	4,7	3,4	1,1
ХБ-1811	»	37,3	50,9	1,9		9,1	0,8
ХБ-1825	»	39,9	48,5	0,3	7,3	3,4	0,5
ХБ-1824	»	41,6	49,2	0,5	5,2	3,2	0,3
ХБ-1826	»	37,8	55,9	0,5	2,8	2,7	0,3
ХБ-1820	»	23,7	66,1	1,8	5,6	2,5	0,3
ХБ-1821	»	28,1	63,6	0,2	5,7	1,2	1,1
ХБ-1808	»	23,6	66,8	1,4	7,2	0,4	0,5
ХБ-1792	Жильный эллипсоидный экерит с нептунитом	17,5	19,5	0,1	21,9	25,3	15,6
ХБ-856/7	Экерит из «слоистого» тела	27,6	32,8	7,3	19,0	2,0	11,1
ХБ-856/13	Пегматит из «слоистого» тела	45,8	23,8	7,3	14,7	1,2	7,2
ХБ-1250	Пегматитизированный трахиандезит	40,2	17,7	10,0	13,3	10,3	8,6
ХБ-1059/6	То же	17,4	28,2	10,0	17,8	0,4	26,1
ХБ-1051	Жильный щелочногранитный пегматит	48,3	28,8	5,9	6,2	10,5	0,2
ХБ-1253	Эгириповый экерит	31,4	29,9	8,0	16,3	19,6	1,8
ХБ-903	Шлировый пегматит	51,9	37,0	2,3	5,3	3,2	0,3

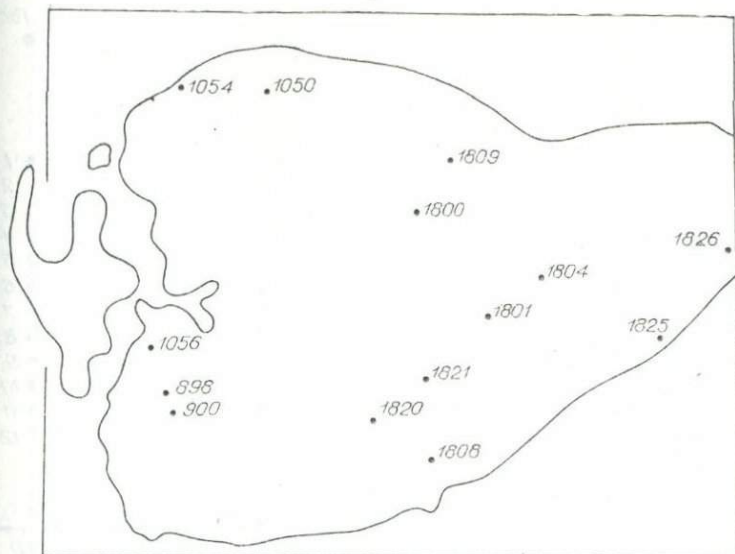
1	2	3	4	5	6	7	8
ХБ-904	Жильный пегматит	48,5	37,1	6,6	1,7	5,2	0,9
ХБ-909	Экерит	37,0	39,5	3,4	5,9	14,1	0,1
ХБ-911	Шлировый пегматит с эльвидитом	37,5	53,5	1,8	5,0	2,0	0,2
ХБ-1815	Порфиновый экерит	23,5	47,7	1,0	7,4	19,8	0,6
ХБ-1812	Шлировый пегматит	24,3	42,1	2,8	10,1	8,1	12,6
<i>Хар-Хадский</i>							
Хар-1234	Моношпатовый щелоч- ной гранит главной ин- трузивной фазы	29,6	64,5	4,6	0,7		0,6
<i>Элсэтуинский</i>							
СШЭ-1357	Щелочной гранит	28,2	60,9	0,8	8,8	0,1	1,2
<i>Барун-Богдинский</i>							
СШБ-1360	Среднезернистый ще- лочной гранит	32,5	64,6	0,1	1,7	0,6	0,4
СШБ-1359	Крупнозернистый ще- лочной гранит	33,9	61,6	0,7	2,9		0,9
СШБ-1261	Мелкозернистый ще- лочной гранит	35,5	51,9	4,0	7,8		0,7
СШБ-1361	Жильный щелочной гранит	35,6	62,2	0,3	1,3		0,5
<i>Дзамьмудский</i>							
СШД-1268	Моношпатовый щелоч- ной гранит	29,6	59,3	4,3	6,2		0,6
СШД-1266	То же	49,6	45,8	3,3	1,1		0,2
<i>Бали-Уланский</i>							
БУ-552	Порфировидный ще- лочной гранофир	22,9	70,0	1,1	4,6	0,4	1,0
БУ-882	То же	30,0	67,0	0,4	1,6	0,6	0,4
БУ-547	Жильный щелочной гранофир	21,0	73,8	0,1	4,0		1,0
<i>Дашибалбарский</i>							
ДБ-701	Крупнозернистый щелочной гранит главной интрузивной фазы	26,4	68,0	0,4	3,9	0,3	1,0
ДБ-700	Среднезернистый ще- лочной гранит главной интрузивной фазы	38,9	48,0	1,9	8,1	1,7	1,4
ДБ-687	То же	30,5	60,1	0,2	8,4		0,8

1	2	3	4	5	6	7	8
ДБ-675	Среднезернистый щелочной гранит главной интрузивной фазы	39,0	52,7	0,4	6,6	0,2	1,1
ДБ-679	То же	49,1	44,9	1,0	3,7		1,3
ДБ-677	Жильный щелочной гранофир	32,9	58,6	0,7	6,2	0,4	1,2
ДБ-698	Щелочногранитный пегматит	33,7	59,4	0,3	6,0	Ед. зерна	0,7
<i>Массив Мандал-Гоби</i>							
МГ-1228	Амфибол-биотитовый гранит	27,4	52,3	10,5	0,7	7,3 (биотит)	1,7

подавляющее число составов амфиболов из щелочных гранитоидов укладывается в интервал натриевых или щелочных амфиболов. В то же время имеется достаточно широкий спектр содержания в них кальция и алюминия, достигающих одного (и даже более) атома каждого из этих элементов в формульной единице. Необходима более дробная классификация всей этой группы щелочных амфиболов. При попытке использовать для этого теоретические миналы амфиболов (катафориты, рихтериты, арфведсониты, рибекиты, кросситы (рис. 14)) встречаются значительные трудности. Во-первых, неясны границы распространённости амфиболов различного состава, теоретические составы которых показаны на рис. 14. Во-вторых, не ясно, нужно ли выделять, а если нужно, то какие, поля амфиболов промежуточного состава. В-третьих, существует некоторая неопределённость в терминах ряда теоретических составов амфиболовых миналов. Это в первую очередь относится к понятию «арфведсонит». Существует два минала арфведсонита: 1) $\text{Na}_3\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$, предложенный Сундиусом; 2) $\text{Na}_2\text{Ca}_{0,5}\text{Fe}_{3,5}^{2+}\text{Fe}_{1,5}^{3+}\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{7,5}\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$, предложенный Мияширо. Рассмотрение обширного аналитического материала по составам амфиболов рибекит-арфведсонитового ряда, анализ которого приводится в следующем разделе, показывает, что природные арфведсониты ближе к теоретическому миналу арфведсонита Сундиуса, который принят и в нашей номенклатуре.

Не совсем определён понятие «эккерманит». Чаще всего эккерманитом называют крайний магнезиальный член (до 30% железистого компонента) железисто-магнезиального арфведсонитового ряда (Дир и др., 1965). В структурной формуле его обязательно присутствует в значительных количествах алюминий $\text{Na}_3\text{Mg}_4\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ (Whittaker, 1968), в то время как в железистом арфведсоните алюминия почти нет. На наш

а



б

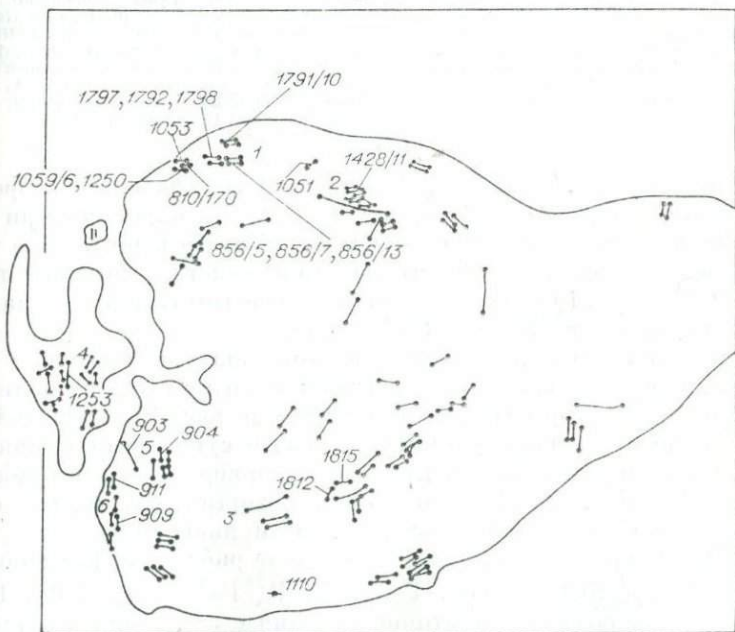


Рис. 12. Схема расположения точек отбора проб для анализа щелочных амфиболов из щелочных гранитоидов Хан-Богдинского массива (МНР).

а — породы главной интрузивной фазы; б — пегматиты, эгериты и другие поздние щелочногранитные породы.

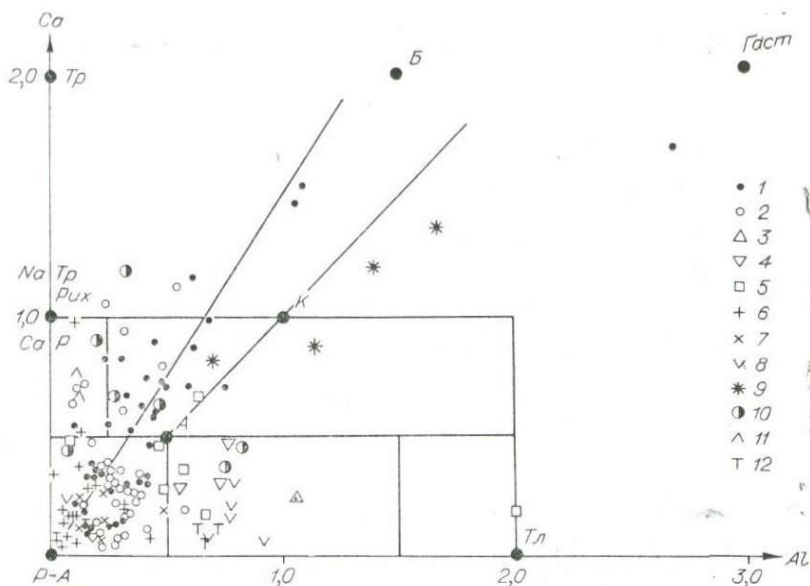


Рис. 13. Составы амфиболов из щелочных редкометалльных гранитоидов. 1 — гранитоиды МНР; 2 — гранитоиды северо-восточной Тувы (Коваленко и др. 1968; Kovalenko, 1968); 3 — гранитоиды Восточного Саяна; 4 — гранитоиды Казахстана (Зырянов, 1968; Минеев, 1968); 5 — гранитоиды Кольского полуострова (Щелочные гранитоиды. . ., 1956); 6 — гранитоиды Нигерии; 7 — гранитоиды США, Румынии, Шотландии, о-ва Рокалл, Кореи; 8 — гранитоиды Приморья (Маракушев и др. 1966); 9 — катафориты по У. А. Диру и др. (1966); 10 — арфведсониты по У. А. Диру и др. (1966); 11 — амфиболы из пантеллеритов (Nicholls, Carmichael, 1969); 12 — амфиболы гранитоидов Улканского плутона (Гамалей, 1969).

взгляд, эккерманитами удобно называть амфиболы с теоретической формулой $\text{Na}_3(\text{R}^{2+})_4\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$, выделяя среди них магниезиальные и железистые члены. К арфведсонитам же тогда должны быть отнесены безглиноземистые составы типа $\text{Na}_3(\text{R}^{2+})_4\text{Fe}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ также соответственно с магниезиальным и железистым (Fe^{2+}) членами.

Предлагаемый нами вариант номенклатуры щелочных амфиболов с полями составов, разграниченными с учетом наличия реальных изоморфных рядов, показан на рис. 14. Здесь только отсутствуют составы упомянутых выше сундиусита и мяшироита, не встреченных в природе и, по-видимому, не стабильных (Phillips, Rowbotham, 1968), которые должны располагаться в более глиноземистой области диаграммы.

На диаграмме рис. 14 выделено поле рибекит-арфведсонитов ($\text{Na}_2\text{R}_3^+\text{Fe}_2^+\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ — $\text{Na}_3\text{R}_4^+\text{Fe}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$), предельное содержание атомов кальция и алюминия в формуле которых не должно превышать по 0,5. Предельный состав арфведсонита в этом поле может быть назван арфведсонитом Мяширо ($\text{Na}_{2,5}\text{Ca}_{0,5}\text{R}_{3,5}\text{Fe}_{1,5}\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{7,5}\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$). При уве-

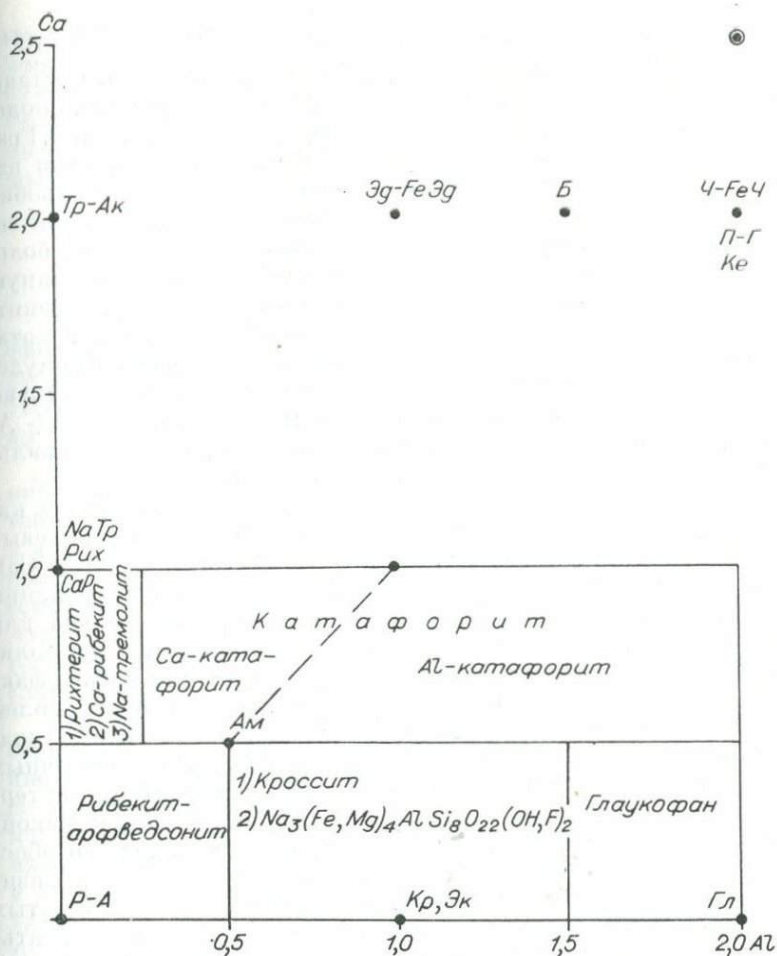


Рис. 14. Принятая схема номенклатуры амфиболов из щелочных гранитоидов.

личении количества алюминия в амфиболе они попадают в поле составов кросситов ($\text{Na}_2\text{R}_3^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Al}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$) эккерманитов ($\text{Na}_3\text{R}_4^{2+}\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$) или составов с алюминием в четверной координации, не имеющих пока названия. При содержании атомов алюминия, большем 1,5, появляется поле глаукофана ($\text{Na}_2\text{R}_3^{2+}\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$), имеющее небольшое значение для щелочных амфиболов изверженных пород.

С повышением содержания кальция более 0,5 атома на формульную единицу поле рибекит-арфведсонитов сменяется полями рихтерита ($\text{Na}_2\text{CaR}_5^{2+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$), натриевого тремо-

лит-актинолита, кальциевого рибекита ($\text{CaNaR}_3^{2+}\text{R}_2^{3+}\text{R}^{3+} \cdot \text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$) (Коваленко и др., 1966) и катафорита. Составы первых трех из перечисленных амфиболов попадают в одно поле, но отличаются между собой заполнением координации А и Z. Граница между ними и полем катафорита проведена с учетом наличия единой изоморфной серии рибекит—катафорит, подробно описываемой ниже. Кальцийсодержащие амфиболы данной серии характеризуются отношением кальция к алюминию, большим единицы. В связи с тем, что неудобно вводить в единую изоморфную серию три названия амфибола (например, рибекит-натриевый тремолит-катафорит), границу поля составов катафоритов мы провели на уровне 0,25 атома алюминия в формуле. Подчеркнем, что к катафоритам здесь отнесены и соответствующие по кальцию и алюминию составы амфиболов с $X + A$, меньшим трех (теоретический катафорит), поскольку специального термина таким амфиболам дано не было.

Судя по имеющемуся аналитическому материалу, поле катафоритов удобно разделить на две части: кальциевых (при $\text{Ca} > \text{Al}$) и алюминиевых катафоритов (при $\text{Al} > \text{Ca}$).

Напомним, что изображенная на рис. 14 классификация щелочных амфиболов используется почти исключительно для амфиболов из щелочных гранитоидов. Границы между полями, конечно, могут еще изменяться при получении нового фактического материала. Номенклатура соответствующих полей также должна пройти проверку временем. Необходимо подчеркнуть, что используемая нами номенклатура щелочных амфиболов носит преимущественно вещественный характер. Полагаем, что отнесение тех или иных амфиболов к какой-либо номенклатурной единице в первую очередь должно обосновываться особенностями состава, а не их некоторыми физическими свойствами, даже если они отличаются от принятых стандартных значений. В этом смысле мы не можем согласиться с работой (Stull, 1973), например, в которой к арфведсониту по оптическим свойствам отнесен амфибол с $X + A = 2,59$, а к рибекиту — с $X + A = 2,80$, хотя сам автор признает, что в рибеките $X + A$ должно быть меньше (~ 2), чем в арфведсоните (2,5—3). По нашему мнению, в рассматриваемом случае логичнее было бы допустить несоответствие оптических свойств, принятых в справочниках по небольшому числу анализов амфиболов, действительным свойствам арфведсонитов и рибекитов. В этой же позиции непонятно, почему бескальциевые амфиболы молодых гранитов Нигерии часто называют рибекитами, хотя величины $X + A$ в них и арфведсонитах (около 3) близки.

Все это не значит, что мы отрицаем роль физических свойств для номенклатуры амфиболов. Она важна. Например, такую разновидность амфиболов, как озаннит, можно отличить только по совокупности химических и оптических свойств. Однако

по мере расширения круга методов физического исследования амфиболов появляются и будут появляться все новые физические параметры минералов. Не исключено, что эти параметры будут меняться и для одинаковых по составу минералов. В таких ситуациях для номенклатуры первостепенное значение должен иметь состав амфиболов.

ИЗОМОРФНАЯ СЕРИЯ РИБЕКИТ — АРФВЕДСОНИТ

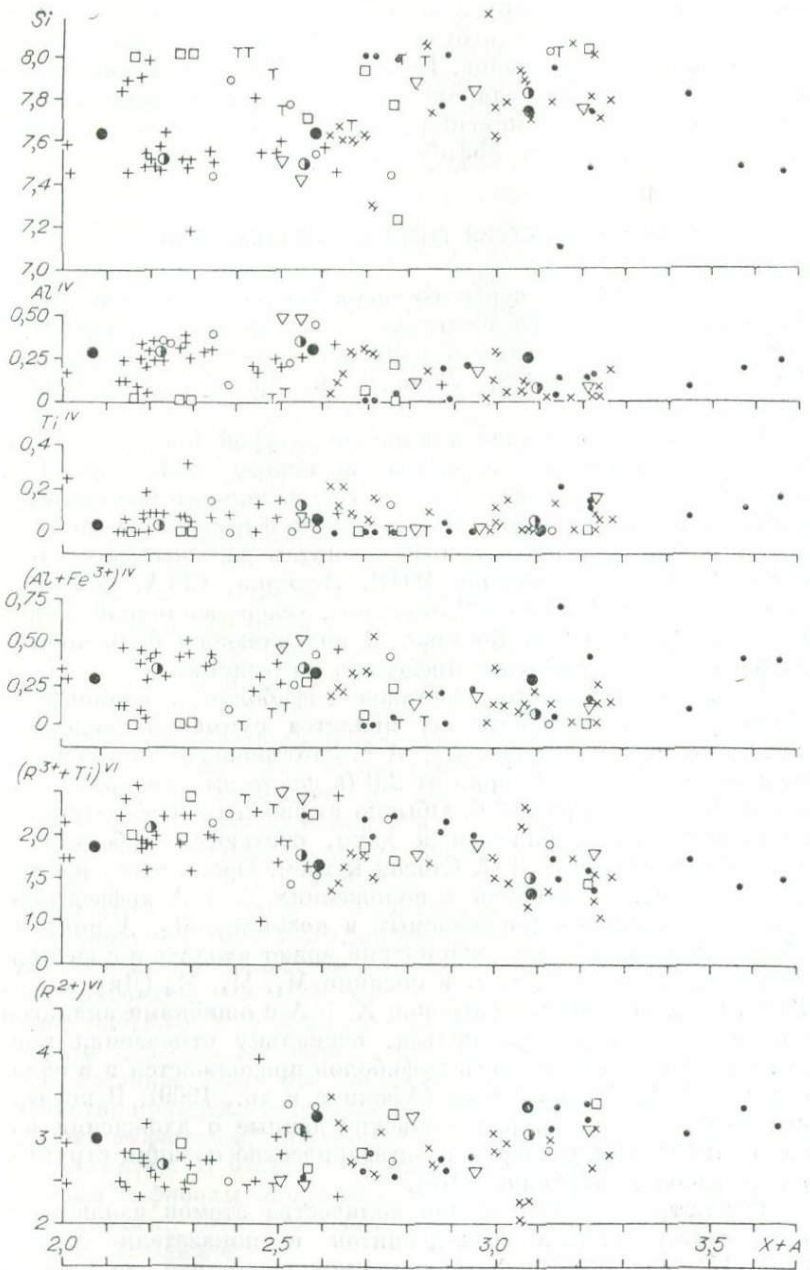
Характерные черты составов и некоторых свойств амфиболов рибекит-арфведсонитового состава рассматривались автором и его коллегами в ряде работ (Коваленко, Коваль, 1968; Kovalenko, 1968; Лапидес и др., 1970; Афонина и др., 1969).

В соответствии с принятой номенклатурой (см. рис. 14) к рибекит-арфведсонитам отнесены щелочные амфиболы (см. табл. 5—7), в составе которых содержание атомов кальция и алюминия не превышает 0,5 атомов на формульную единицу каждого. Тогда к рибекит-арфведсонитам должны быть отнесены многие из амфиболов МНР, Нигерии, США, Северной Атлантики (о-в Рокалл, Шотландия), северо-восточной Тувы, Казахстана, Дальнего Востока. В подавляющем большинстве случаев все эти амфиболы предельно железистые.

Главным показателем составов амфиболов в изоморфной серии рибекит — арфведсонит является суммарное содержание катионов в позициях $X + A$ *. Этот показатель колеблется в рассматриваемой серии от 2,0 (в некоторых крокидолитах менее 2,0) до 3,3, реже 3,6. Обычно амфиболы с рассматриваемым показателем, близким к двум, считаются рибекитами, а в арфведсонитах $X + A$ близок к трем. Очень часто наблюдаемый избыток катионов в положениях $X + A$ арфведсонитов по сравнению с допускаемым в позициях M_4, A пока не объяснен. Не исключено, что натрий может входить и в шестерную координацию Y , т. е. в позиции M_1, M_2, M_3 (Дир и др., 1966). Связать избыток катионов $X + A$ с ошибками анализов или пересчетов формул нельзя, поскольку отмечаемая корреляция составов и свойств амфиболов продолжается и в области с $X + A$, большим трех (Афонина и др., 1969). В последнее время появились рентгеновские данные о вхождении избыточных катионов натрия в октаэдрические позиции структуры амфиболов (Литвин, 1975).

Рассматривая соотношение количества атомов важнейших компонентов рибекит-арфведсонитов и показателя $X + A$ (рис. 15), следует обратить внимание на то, что, во-первых,

* Адекватным является показатель $Si' = Z/X + Y + Z$ (Ernst, 1962; Kovalenko, 1968).



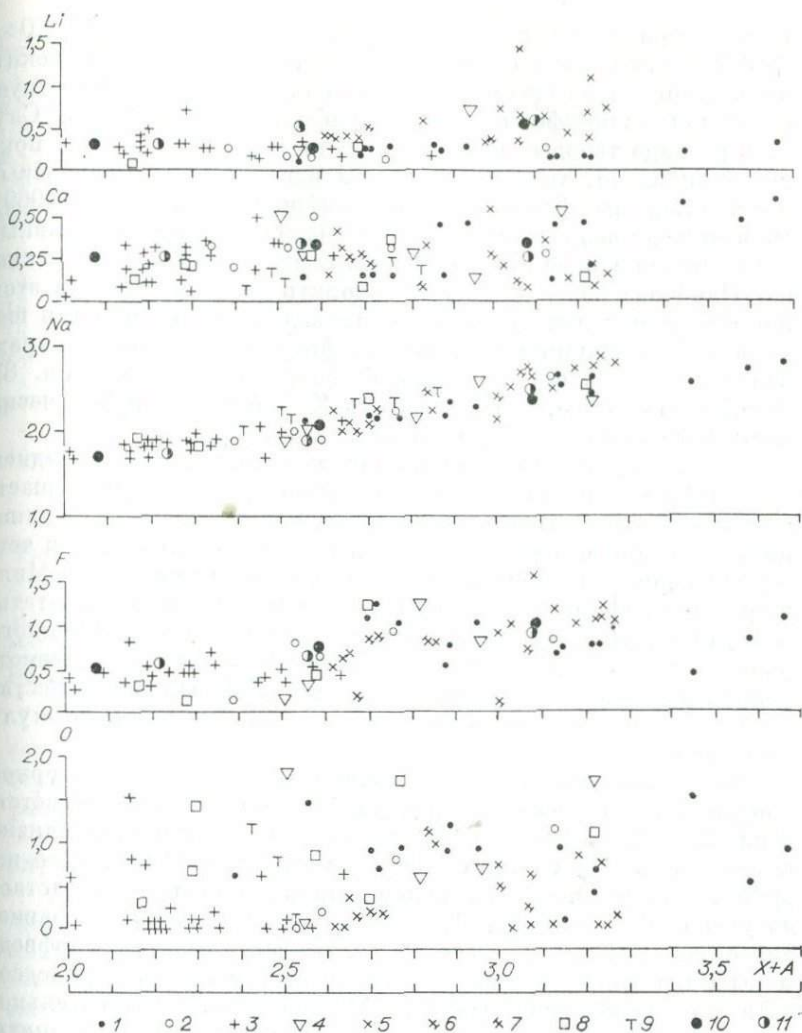


Рис. 15. Зависимость содержаний главных компонентов амфиболов рибекит-арфведсонитовой серии от величины параметра $X + A$.

1 — амфиболы из гранитоидов Хан-Богдинского массива МНР; 2 — амфиболы из гранитоидов Хар-Хадского и Барун-Богдинского массивов МНР; 3 — амфиболы из гранитоидов северо-восточной Тувы; 4 — амфиболы из гранитоидов Казахстана, Кольского полуострова и Нигерии; 5 — по Worley (1963); 6 — по Тугаркинову, Коваленко (1973); 7 — по Беусу и др. (1962); 8 — амфиболы из США, Румынии, Кореи, о-ва Рокалл; 9 — амфиболы из Улканского плутона; 10 — средние составы рибекит-арфведсонитов из гранитов (см. табл. 13); 11 — средние составы рибекит-арфведсонитов (см. табл. 13). Статистически значимые (с вероятностью 16) парные коэффициенты корреляции параметра $X + A$ с другими компонентами равны: $r_{\text{F}} = +0,54 \pm 0,05$; $r_{\text{Si}} =$

$$= +0,20 \pm 0,08; r_{\text{Al}} = -0,36 \pm 0,06; r_{\text{Fe}^{3+}} = -0,48 \pm 0,05; r_{\text{Fe}^{2+}} =$$

$$= +0,23 \pm 0,08; r_{\text{O}^{2-}} = +0,30 \pm 0,07.$$

весь интервал составов между показателями $X + A = 2,0 + 3,3$ достаточно равномерно заполнен составами рибекит-арфведсонитов из щелочных гранитоидов. Это свидетельствует о полном изоморфизме в ряду рибекит-арфведсонитов. Случаев распада твердых растворов среди данных амфиболов пока не установлено, хотя такие факты известны для кальциевых и бескальциевых (и бесщелочных) амфиболов (Ross e. a., 1969). Во-вторых, с возрастанием $X + A$ содержания других главных компонентов в рибекит-арфведсонитах изменяются довольно слабо. Наиболее надежно можно говорить об увеличении в этом направлении количества атомов двухвалентных катионов в шестерной координации (Y), лития, фтора и уменьшении трехвалентных катионов в шестерной координации (см. табл. 8). Несомненно также, что показатель $X + A$ растет практически полностью за счет количества атомов натрия.

Возможно, что по направлению к арфведсониту в среднем несколько возрастает количество атомов кремния и уменьшается количество трехвалентных катионов в четверной координации. При этом содержания атомов кальция и алюминия в четверной координации не возрастают, как это предполагал Мияширо, а скорее даже падают. Это дает нам основание считать, что упомянутые два компонента не принимают существенного участия в изоморфизме рибекита и арфведсонита и в рассмотренной выше классификации щелочных амфиболов в качестве теоретического минала арфведсонита можно принять формулу Сундиуса.

Общий уровень двух- и трехвалентных катионов в шестерной координации в рибекитах находится в интервалах соответственно 2,5—3,0 и 1,5—2,5. Это с учетом лития довольно близко к теоретическому соотношению их в рибеките (3 : 2). В то же время, хотя данное соотношение в арфведсонитах и возрастает до уровня $2,7 \div 3,5/2 \div 1,2$, оно сильно занижено по сравнению с теоретическим (4 : 1) (рис. 16, 17). Магнезиальные арфведсониты достаточно близки к теоретическому составу арфведсонита по соотношению $(R^{2+}/R^{3+})^{VI}$ (рис. 16). Следовательно, можно говорить о том, что реальные железистые арфведсониты по сравнению с теоретическими интенсивнее окислены, чем рибекиты. Поэтому в арфведсонитах в среднем оказывается больше кислорода в группе (ОН, F, O), чем в рибеките.

Возникает вопрос, не связана ли повышенная окисленность железистых арфведсонитов с окислением железа при подготовке материала к анализу, в процессе анализа или в процессе существования соответствующих пород на поверхности Земли в условиях окислительной атмосферы. Конечно, полностью и для всех случаев такую возможность исключать нельзя, особенно для марганцевых разностей, поскольку присутствие марганца при анализе способствует окислению железа. Но все же трудно допустить такую возможность практически для всех

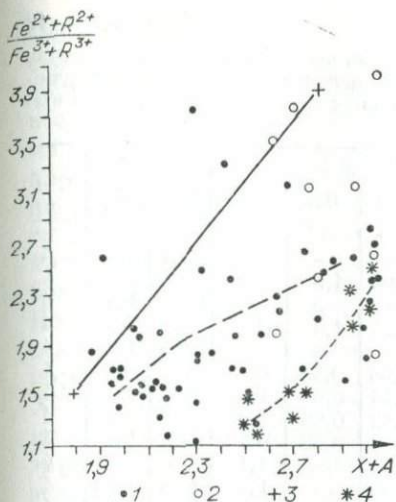


Рис. 16. Степень окисленности железа в амфиболах рибекити-арфведсонитовой серии.

1 — амфиболы из гранитов северо-восточной Тувы; 2 — амфиболы из гранитов Нигерии; 3 — теоретические составы рибекитов и арфведсонитов; 4 — амфиболы из гранитов МНР.

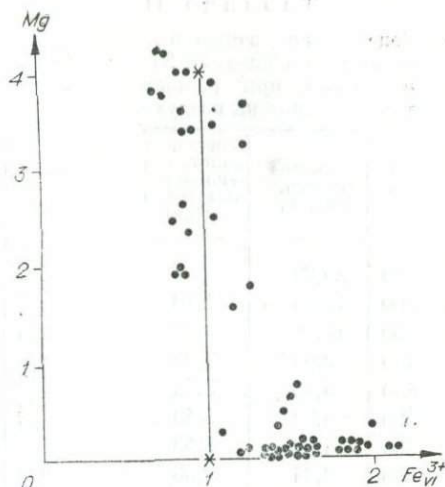


Рис. 17. Количество атомов магния и трехвалентного железа в формульной единице арфведсонитов (звездочкой обозначены теоретические составы магnezияльных и железистых арфведсонитов).

составов арфведсонитов, анализированных в разных лабораториях разными аналитиками. В случае анализа наших образцов принимались все доступные меры для предохранения образцов от окисления. В частности, двухвалентное железо определялось из отдельных нерастертых кусочков амфиболов.

Для анализа кинетики окисления железа в железистых щелочных амфиболах нами были произведены специальные изотермические прогревы рибекита № 5а на воздухе при различных температурах в течение 4 ч с последующим анализом закисного железа в прогретых пробах (Коваленко и др., 1967). Результаты анализов приведены в табл. 11, 12 и на рис. 18. Обработка данных этих таблиц на основании диффузионной модели процесса окисления железа (Брандт, Бартицкий, 1962) позволила оценить энергию активации процесса окисления железа в рибеките при температуре ниже 500° в 15,7 ккал/моль, а при температуре выше 500° — 2,3 ккал/моль. В табл. 11 приведены также рассчитанные константы скорости окисления железа в рибеките при различных температурах. С помощью формулы Аррениуса $Q = Q_0(1 - e^{-kt})$ удается подсчитать, что в рассматриваемой фракции рибекита (0,16—0,05 мм) при 20°C на воздухе всего за 700 лет половина железа должна окислиться. Следовательно, кинетический фактор при процессах окисления рибекита не имеет существенного значения для

Таблица 11

Содержание закисного железа в рибеките № 5а, прогретом при разных температурах на воздухе

T, °C	Закисное железо, вес. %	Логарифм константы скорости окисления (lgκ)
20	20,29	—
300	18,05	1,18
350	13,21	2,39
400	9,68*	3,20
450	6,02	3,42
500	4,92	3,49
550	4,22	3,53
600	3,84	3,56
650	2,29**	3,62
850	0,33	3,96
950	0,41	—

* При данной температуре полностью сохраняется структура рибекита, по данным рентгеновского анализа.

** При этой температуре сохраняется только основной «костяк» структуры рибекита, однако изменяются интенсивности главных линий и появляется много новых слабых линий, особенно в области больших углов.

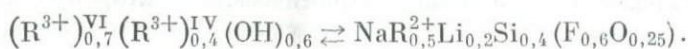
Таблица 12

Содержание закисного железа, воды и фтора (вес. %) в щелочных амфиболах, прогретых при разных температурах и разной выдержке

T, °C	№ 5а			№ 5-29М		t, ч
	FeO	H ₂ O	F	FeO	F	
260	—	—	—	15,7	2,0	4
300	18,05	1,5	0,9	—	—	4
325	—	—	—	15,01	1,7	4
350	13,21	1,5	0,9	—	—	4
365	—	—	—	12,5	1,9	4
400	9,68	0,50	0,9	—	—	4
450	6,14	0,06	1,0	7,5	2,0	4
500	4,92	0,06	1,0	—	—	4
550	4,22	0,02	0,76	4,64	1,8	4
600	3,84	—	1,1	—	—	4
650	2,99	—	1,0	3,93	1,7	4
800	—	—	—	1,79	0,45	4
850	0,26	—	1,0	—	—	1
850	0,33	—	0,72	—	—	4
850	0,23	—	0,45	—	—	9
850	0,20	—	0,10	—	—	16
950	0,41	—	0,93	—	—	1
950	0,45	—	0,91	—	—	4
950	0,76	—	0,83	—	—	9
950	0,76	—	0,73	—	—	0,31
1050	—	—	0,45	—	—	1
1050	—	—	0,30	—	—	4,25
1050	—	—	0,25	—	—	9

геологических процессов, а сравнительно малая энергия активации окисления железа предопределяет большую вероятность окисления щелочных амфиболов в течение геологического времени. Тем не менее степень окисления большинства рибекитов близка к теоретической. Причина этого, видимо, в недоступности окислительной атмосферы щелочных амфиболов, когда они находятся в массивной породе. Но в таком случае нет оснований допускать и для арфведсонитов в целом вторичный процесс окисления, поскольку обычно и рибекиты и арфведсониты находятся в сходных условиях. Видимо, хотя бы частично, более высокая по сравнению с теоретической степень окисленности арфведсонитов является первичной, связанной с условиями кристаллизации амфибола.

Если судить по усредненным данным рис. 15, переход от рибекита к арфведсониту сопровождается приблизительно следующими изоморфными замещениями:



Однако в действительности, по-видимому, дело обстоит сложнее. Скорее всего, схема изоморфизма между рибекитом и арфведсонитом не постоянна и несколько изменяется для различных регионов. Например, для рибекит-арфведсонитов Хан-Богдинского массива МНР статистически значимые корреляционные связи с $X + A$ отмечаются только для содержаний тетраэдрического алюминия (коэффициент парной корреляции $-0,43$), марганца ($-0,40$), лития ($+0,42$), натрия ($+0,82$), калия ($+0,44$). Здесь можно говорить только, что параметр $X + A$ в амфиболах возрастает за счет натрия, а компенсация валентности при этом осуществляется различными способами для разных составов минералов в пределах вариаций параметра $X + A$. Зато в этих амфиболах проявляется четкая корреляционная связь многих компонентов с фтором (парные коэффициенты корреляции: $Al^{IV} = -0,42$; $Al^{VI} = +0,32$; $Ti = -0,33$; $Fe^{3+} = +0,62$; $Fe^{2+} = -0,85$; $Mg = +0,37$; $Li = +0,45$; $Ca = +0,23$; $Na = +0,32$; $K = +0,45$). С ростом содержания фтора в арфведсонитах повышается содержание октаэдрического алюминия, трехвалентного железа, магния, лития, натрия, калия и понижается концентрация тетраэдрического алюминия, титана, двухвалентного железа. Эта схема ближе соответствует варианту, предложенному Мияширо, но отмечается при значительно большей абсолютной величине показателя $X + A$, чем это предполагалось Мияширо.

Для рибекит-арфведсонитов Нигерии (Borley, 1963) картина обратная (рис. 19). В этом случае при переходе от амфиболов с $X + A$, равным 2,6, к амфиболам с $X + A$, равным 3,2, содержание атомов кремния, лития, натрия и фтора возрастает при понижении количества атомов трехвалентных катионов в четверной и шестерной координациях, двухвалентных катионов и кальция. Схема изоморфных замещений в рассматриваемом интервале составов имеет вид



Следовательно, можно сделать вывод, что переход от рибекита к арфведсониту может реализоваться по разным схемам изоморфизма, что определяется, по-видимому, условиями образования соответствующих амфиболов.

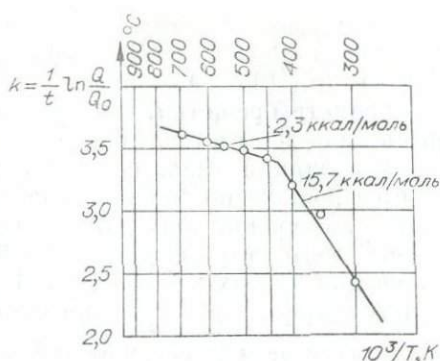


Рис. 18. Зависимость степени окисления железа в рибеките от величины $10^3/T$.

Рассмотрим некоторые физические свойства рибекит-арфведсонитов (Borley, 1963; Frost, 1963; Kovalenko, 1968; Коваленко и др., 1967; Афонина и др., 1969; Лапидес и др., 1970).

Параметры решетки. Параметры решетки рибекит-арфведсонитов приведены в табл. 9 и показаны на рис. 20. Как и в случае корреляций главных компонентов амфиболов с $X + A$, имеется достаточно большой разброс значений параметров решеток амфиболов при данной величине параметра $X + A$. Скорее всего, это связано с колебанием состава амфиболов в отношении других компонентов. В целом при переходе от рибекита к арфведсониту можно наметить слабое общее повышение параметра a (в среднем на 0,04 Å при увеличении $X + A$ на единицу) и уменьшение параметров b , c и объема решетки. Пока трудно выделить в составе рассматриваемых амфиболов факторы, непосредственно влияющие на изменение параметров. Судя по натрий-калиевым рихтеритам (Huebner, Paríke, 1970), изоморфизм в положении А структуры влияет на параметры их решеток. Поэтому не исключено, что и постепенное заполнение вакансий в позиции А натрием также способствует закономер-

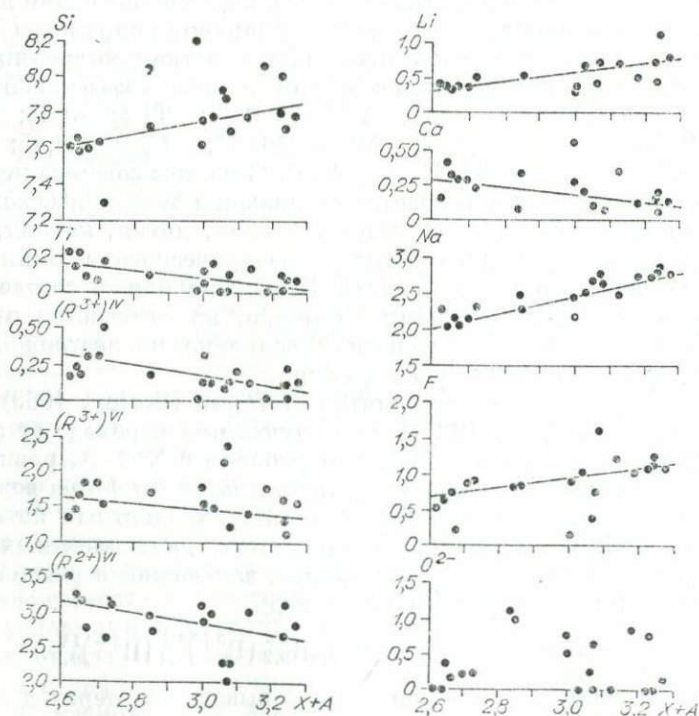


Рис. 19. Зависимость содержания главных компонентов амфиболов от величины $X + A$

ному изменению параметров решетки рибекит-арфведсонитов.

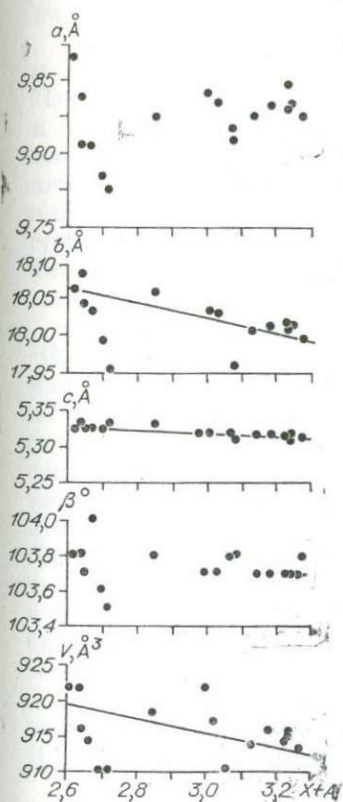
Однако в синтетической серии рибекит-арфведсонитов, синтезированной В. Эрнстом (Ernst, 1962), при переходе от рибекитов к арфведсонитам параметры решетки амфиболов и ее объем увеличивались. Этот факт подтверждается и нашими данными по выдержке рибекита № 5а в поле стабильности арфведсонита по Эрнсту. Параметры решетки амфибола при этом, как и у Эрнста, возрастали (Лапидес и др., 1968; Лапидес, 1968). Специальные кинетические исследования показали, что увеличение параметров решеток амфиболов при переходе от рибекита к арфведсониту в случае железовюститового буфера происходит с энергией активации около 50 ккал/моль (Лапидес, 1968). Правда, в этих случаях, судя по данным В. Эрнста, (Ernst, 1962), арфведсонит имел необычный состав $(\text{Na}_{2,3}\text{Fe}_{0,7}^{2+})_{3,0}\text{Fe}_{4,7}^{2+}\text{Fe}_{0,3}^{3+}\text{Si}_8(\text{OH})_2$.

Уменьшение параметров b , c и V при переходе от рибекитов

к арфведсонитам не может быть объяснено как с точки зрения изоморфизма катионов в позиции M_4 или X (Whittaker, 1960), поскольку эта позиция в рибекит-арфведсонитах постоянно занята в основном натрием, так и влиянием размера катиона в позиции M_2 (Ernst, 1968), поскольку при переходе от рибекита к арфведсониту главное замещение выражается в смене части трехвалентного железа двухвалентным и соответственно должны увеличиваться средний ионный радиус в позиции M_2 и параметры ячейки.

Судя по параметрам решеток водных и фтористых аналогов тремолитов, эденитов и рихтеритов (Ernst, 1968; Huebner, Parike, 1970), уменьшение параметров решетки рассматриваемых амфиболов можно было бы связать с увеличением содержания фтора при переходе от рибекита к арфведсониту * (Афонина

* Для амфиболов Хан-Богдинского массива это подтверждается отсутствием статистически значимых величин парных коэффициентов корреляции параметров решеток с величиной $X+A$ и значимых величин коэффициентов корреляции параметров решеток с содержанием фтора ($a = -0,38$, $b = -0,42$, $c = -0,35$).



амфиболов из гранитов Ниге-
параметра $X + A$.

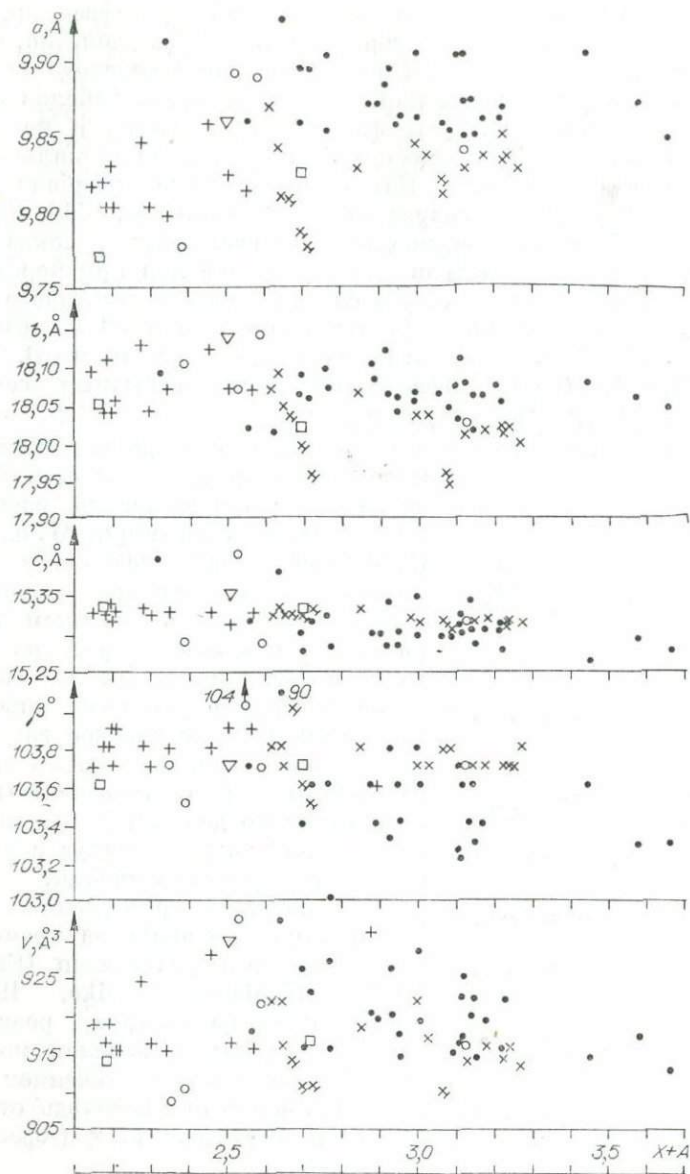


Рис. 20. Зависимость параметров решеток амфиболов рибекит-арфведсонитовой серии от величины параметра $X + A$.
Усл. обозн. см. рис. 15.

Статистически значимые (с вероятностью 16) величины парных коэффициентов корреляции равны: $r_a = +0,39 \pm 0,09$; $r_{b_1} = -0,38 \pm 0,09$
 $r = -0,39 \pm 0,09$; $r_\beta = -0,38 \pm 0,09$; $r_V = -0,39 \pm 0,09$.

и др., 1969). Можно указать на особенно четкую корреляционную связь с содержанием фтора параметра b (рис. 21). Но нельзя исключить непосредственного воздействия катионов в позиции А на параметры решетки амфиболов. Например, при переходе от искусственного тремолита ($\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) к эдениту ($\text{NaCa}_2\text{Mg}_5\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$) параметр a падает на $0,03 \text{ \AA}$, b — на $0,05$, c — на $0,03 \text{ \AA}$, объем ячейки — на $5,5 \text{ \AA}^3$. Но при этом переходе заполняется натрием позиция А, в то время как замещение кремния тетраэдрическим алюминием не должно существенно сказываться на величине параметров решетки (Ernst, 1968). Тогда может ли заполнение А натрием привести к уменьшению параметров решетки амфиболов? Для ответа на этот вопрос нужны специальные рентгеновские исследования чисто гидроксильной серии рибекит — арфведсонит.

В заключение подчеркнем, что и молярные объемы рибекитов и арфведсонитов различаются в среднем не более чем на $3 \text{ см}^3/\text{моль}$.

Термические свойства. Термические исследования рибекитов и арфведсонитов проводились на дериватографе (система Паулик, Паулик и Эрдей), определения электропроводности и диэлектрических потерь ($\text{tg}\delta$) — на том же приборе (Лапидес, Брандт, 1969; Лапидес, 1968; Лапидес и др., 1970; Лапидес и др., 1971). Для выяснения природы эффектов пробы амфиболов нагревались в дериватографе и изотермически прогревались на воздухе. После этого амфиболы подвергались химическому, рентгеноструктурному* и ИК-спектральному анализу.

Для всех изученных амфиболов (№ 5а, 11, ОВ243, ОВ244, ЧМ246, АФ120, ЧМ247 и др., см. табл. 6, 7) на дериватограммах отмечаются постепенная, почти равномерная потеря веса до температуры $\sim 520^\circ\text{C}$ и сложный комплекс термических эффектов, начиная с 835° (рис. 22). Дериватограммы рибекитов фиксируют постепенную потерю веса, на которую накладываются два «ступенчатых» эффекта уменьшения веса при ~ 270 и 520° , сопровождающихся размытым, плохо воспроизводимым (270°) и четким (520°) экзотермическими эффектами на кривой ДТА. Кривая ТГ регистрирует после 520° постепенное, а при 835° — резкое увеличение веса, причем пик ДТГ (максимальная скорость этого процесса) совпадает с пиком эндотермического процесса по ДТА при 835°C .

Дериватограммы арфведсонитов отличаются от рибекитовых отсутствием эффектов при 270 и 520° как по ТГ, так и по ДТА. Для промежуточных амфиболов (или Са-катафоритов?)

* Рентгеновские исследования проводились Г. Г. Афоншой на дифрактометре ДРОИ-1 с использованием Fe-излучения.

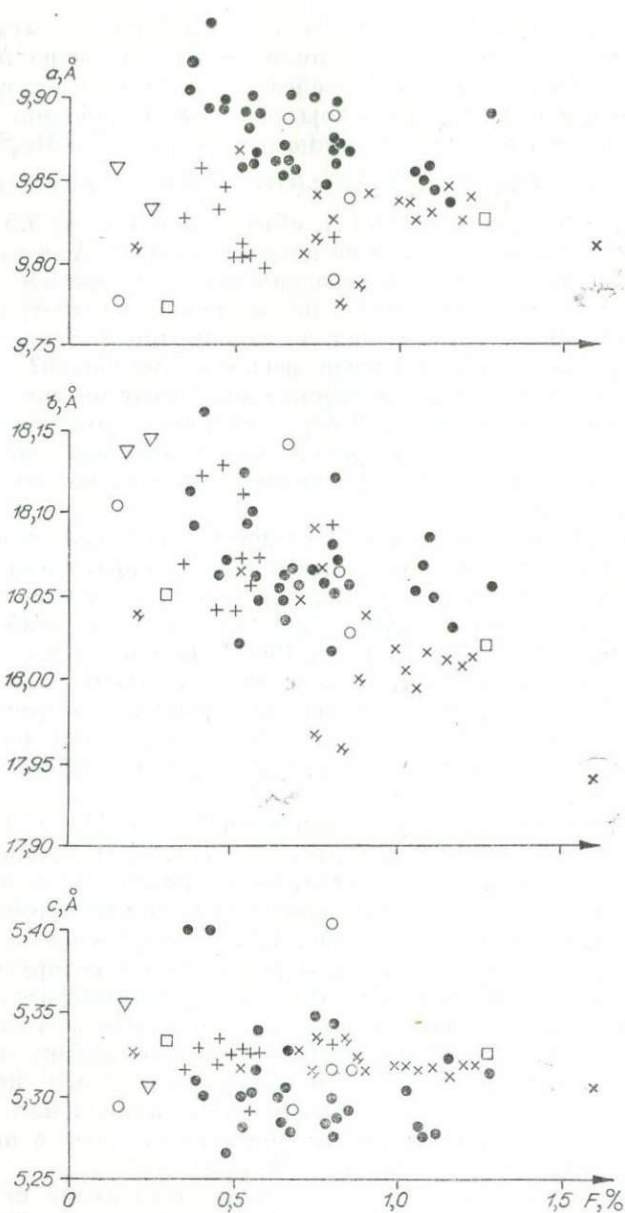
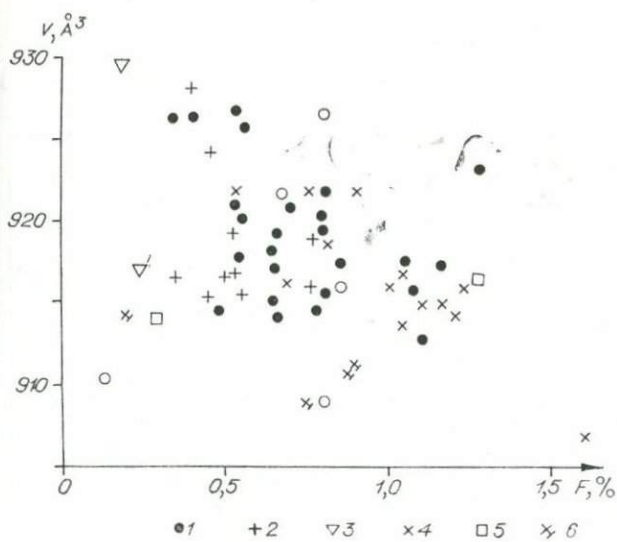
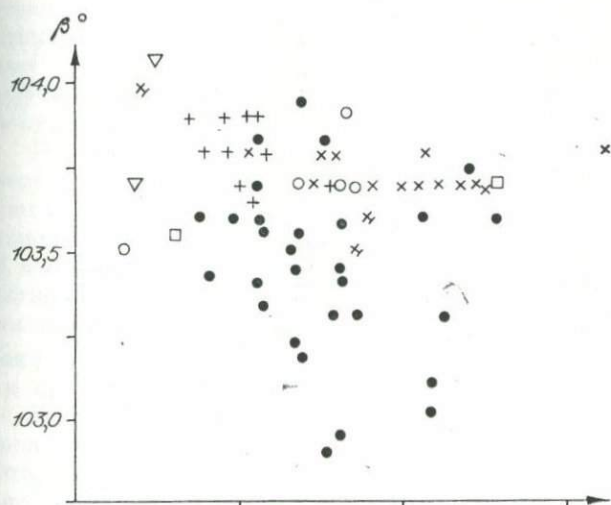


Рис. 21. Параметры решетки амфиболов разной фторис см. рис. 15.



тости для рибекит-арфведсонитовой серии. Усл. объём.

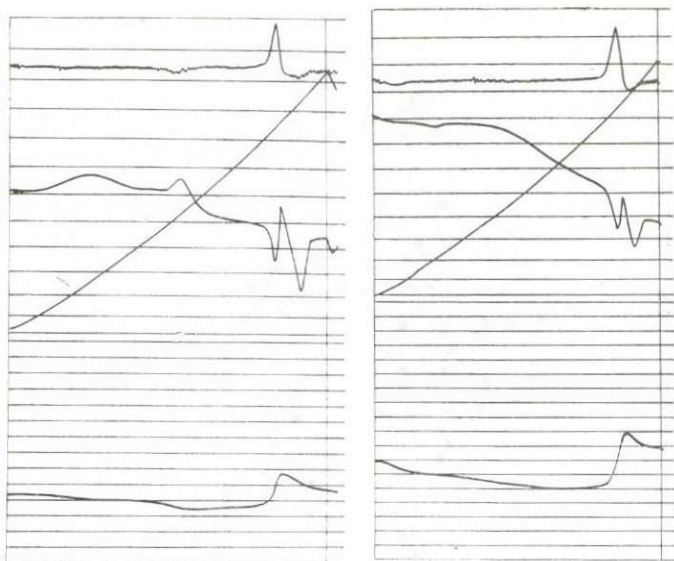


Рис. 22. Типичная дериватограмма рибекита (а) и арфведсонита (б).

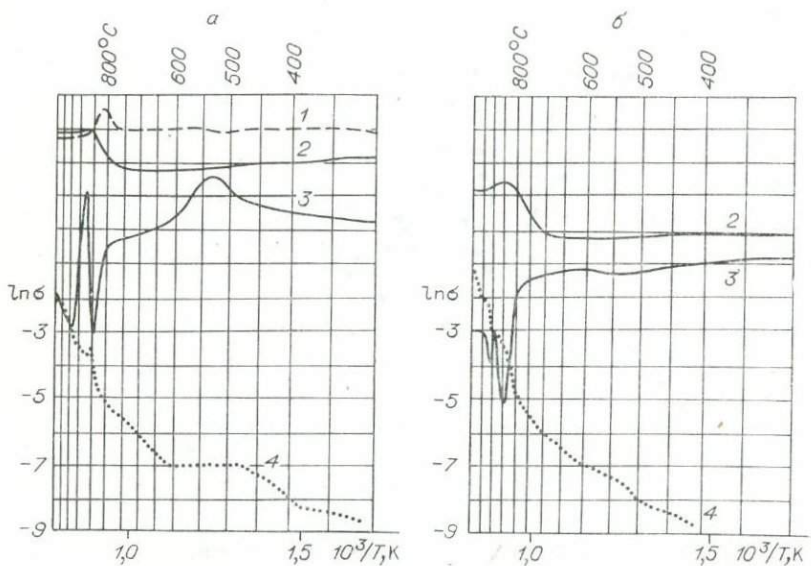


Рис. 23. Зависимость электропроводности амфиболов от температуры:
а — рибекит, б — арфведсонит.

1 — скорость потери веса; 2 — потеря веса; 3 — кривая ДТА; 4 — электропроводность.

на дериватограммах имеется несколько стадий процесса увеличения веса после 520°.

Из сопоставления дериватограмм рибекита и арфведсонита с кривыми температурной зависимости электропроводности в них следует, что каждый излом кривой электропроводности имеет свои аналоги на кривых ТГ и ДТА (рис. 23). Ход кривой электропроводности в области 800—1000°С для всех изученных амфиболов одинаков. Характерное отличие рибекита от арфведсонита — постоянство электропроводности в области эффекта 520°С.

На графиках, иллюстрирующих зависимость потери воды, фтора и окисления железа в амфиболах от температуры (рис. 24—26), $\alpha = (Q_0 - Q)/Q_0$, где Q_0 — начальные, а Q — мгновенные концентрации, T — абсолютная температура, К. В координатах $[2 \ln \alpha, 10^3/T]$ наклон равен E/R (E — энергия активации процессов, ккал/моль; R — универсальная газовая постоянная). Изотермы концентрации фтора в прогретом рибеките № 5а (рис. 27) построены в зависимости от \sqrt{t} (t — время прогрева, в часах).

Из представленных данных следует, что практически вся вода теряется из рибекита в интервале температур 300—500°. Фтор прочно связан в рибеките до температуры ~850° и теряется двумя ступенями при высоких температурах.

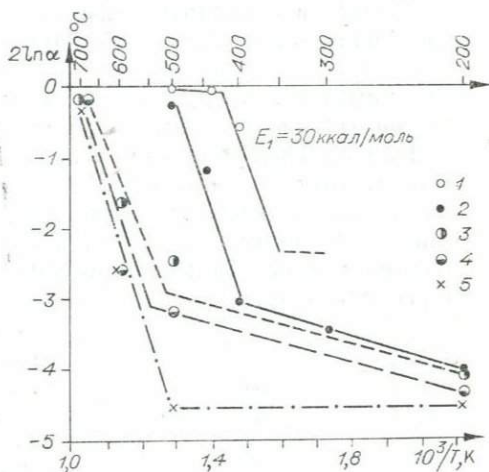
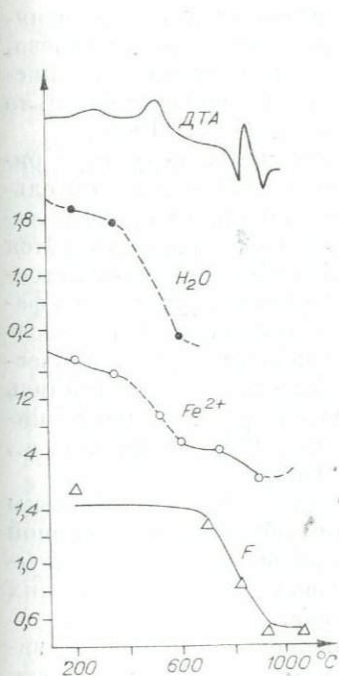


Рис. 25. Кинетика потери воды в амфиболах.

1 — рибекит № 5а; 2—5 — крокидолит увеличивающейся степени дисперсности (Hodgson e. a., 1965а).

Рис. 24. Содержание (%) воды, Fe^{2+} и фтора в рибеките на разных стадиях дериватограммы.

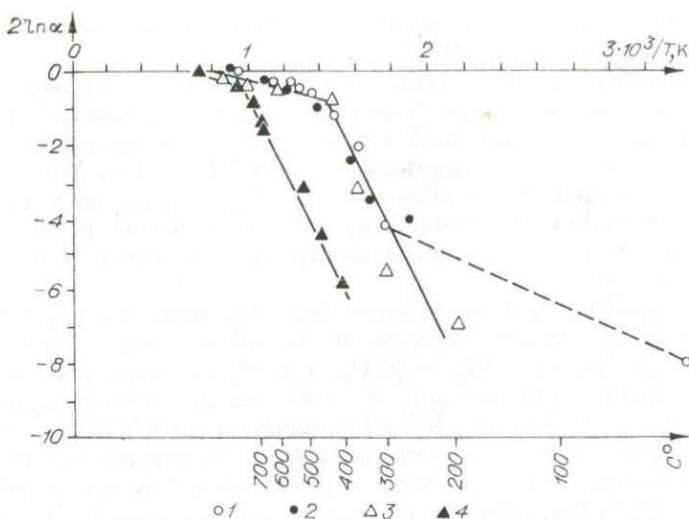


Рис. 26. Кинетика окисления железа в амфиболах в координатах диффузионной модели.

1 — рибекит; 2 — арфведсонит; 3 — кроцидолит (Hodgson e. a., 1965a)
4 — амозит (Hodgson e. a., 1965b).

Железо в щелочных амфиболах окисляется двумя ступенями с изломом в области $\sim 520^\circ\text{C}$. При 950° и выше железо, по-видимому, частично восстанавливается, несмотря на окислительную атмосферу, что характерно и для экспериментально изученных силикатных систем с железом (Yagi, 1966).

При прогреве до 850°C в целом сохраняется структура рибекита, хотя уже при 500°C появляются слабые дополнительные линии на дифрактограмме. При 700° появляются слабые линии, по-видимому, эгирина, который четко диагностируется вместе с α -кристобалитом при 850°C . При 950° появляются стекло, гематит и остается α -кристобалит. Сходные результаты по фазовым соотношениям в щелочных амфиболах при термических превращениях отмечались во многих работах (Овчинников и др., 1955; Hodgson e. a., 1965a; Hodgson, 1965).

На рис. 28, 29 нанесены значения объемов элементарной ячейки амфиболов после четырехчасовых изотермических прогревов.

Плотность. Изучив зависимость измеренной плотности

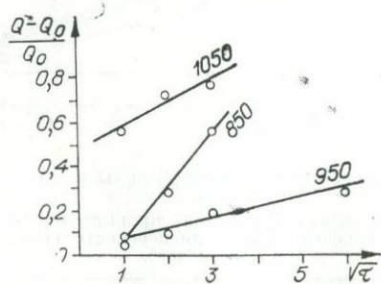
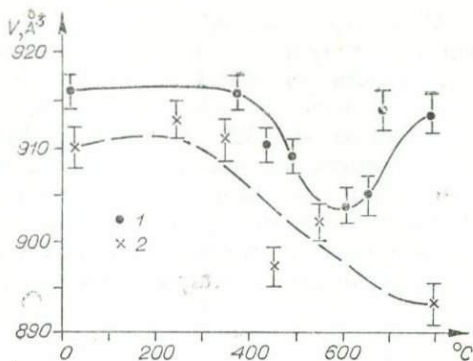


Рис. 27. Изотермы содержания фтора в рибеките № 5а ($T, ^\circ\text{C}$).

Рис. 28. Зависимость необратимых изменений объема элементарной ячейки амфиболов от температуры (1 — рибекит; 2 — арфведсонит).



(удельного веса) рибекитов и арфведсонитов от параметров их решеток и содержаний атомов фтора, магния, двухвалентного железа, кальция и параметра $X + A$ (рис. 29), можно сделать следующие выводы. Плотность изученных амфиболов четко взаимосвязана с параметрами c и b , содержаниями фтора, двухвалентного железа, параметром $X + A$ и растет с увеличением содержания двухвалентного железа и параметра $X + A$ и с понижением концентрации фтора.

Имеется также обратная корреляционная связь плотности с параметром c и прямая — с параметром b . Необходимо подчеркнуть, что, как и в случае связи параметров решетки с химизмом амфиболов, все указанные зависимости закономерно продолжают в области составов с $X + A$, большим трех. Увеличение плотности амфиболов при возрастании в них параметра $X + A$ скорее всего связано с уменьшением в этом направлении содержания фтористого минерала. Подчеркнем, что указанные зависимости характеризуют пока только амфиболы Хан-Богдинского массива МНР.

Проблема оксония в щелочных амфиболах. Прямых доказательств присутствия оксония в структурах минералов, к сожалению, нет. Обычно высказывают предположение о наличии оксония в амфиболах в случае избытка воды в их составах. Такой избыток воды обнаружен нами во многих рибекитах (№ 5а — 11а, см. табл. 6; Коваленко и др., 1966; Kovalenko, 1968). Избыток воды в некоторых амфиболах на основании их ИК-спектров пытаются связать с наличием оксония (Гинзбург, Юхневич, 1962; Никитина и др., 1972), причем высказывается мнение и о том, что оксоний может быть в структуре амфибола без избыточной воды в его составе. Очевидно, если оксоний может разместиться в структуре рибекита, то именно в позиции А, которая в рибеките вакантна. Он легко помещается в этой полости структуры, поскольку размер позиции А — 2,8 Å, а ионный радиус оксония равен 0,95 Å.

Рассмотрим вероятность наличия оксония в рибеките, используя результаты приведенных выше комплексных методов исследования, каждый из которых может лишь косвенно свидетельствовать об эффектах оксония.

Эффекты при 520° на кривых ДТА и ТГ для рибекитов и отсутствие их на кривых для арфведсонитов трудно объяснить процессами окисления железа, которые в основном протекают идентично в рибекитах и арфведсонитах (см. рис. 18, 24). Поскольку главная стадия процессов окисления железа совпадает с процессом дегидратации амфиболов (см. рис. 24), отсутствие

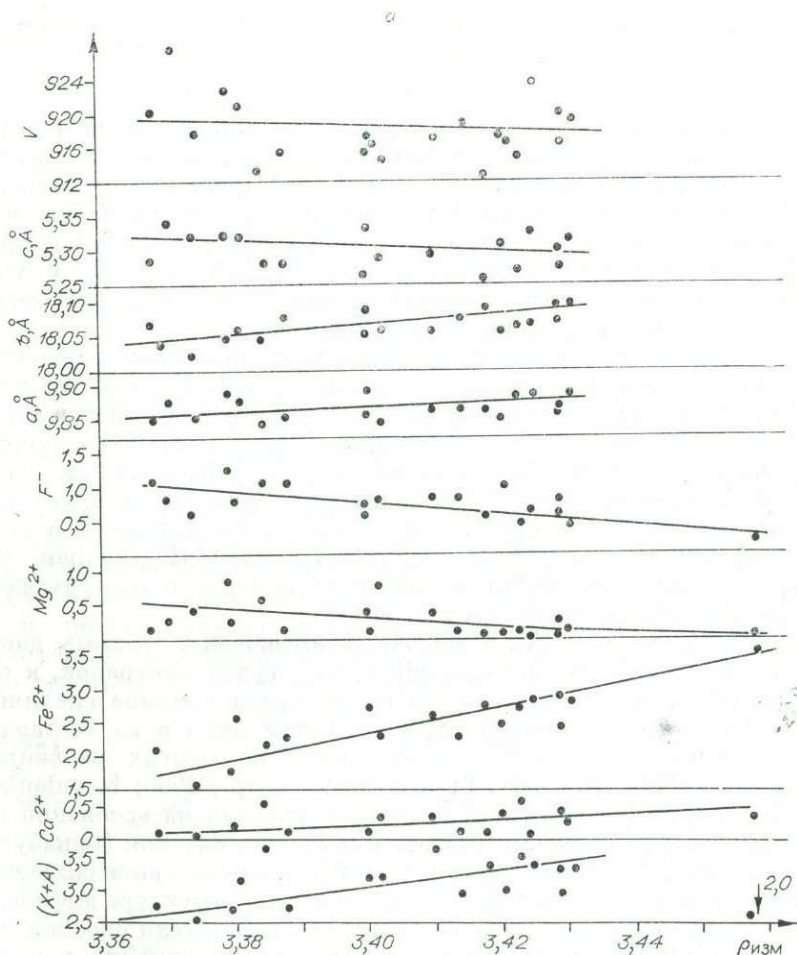
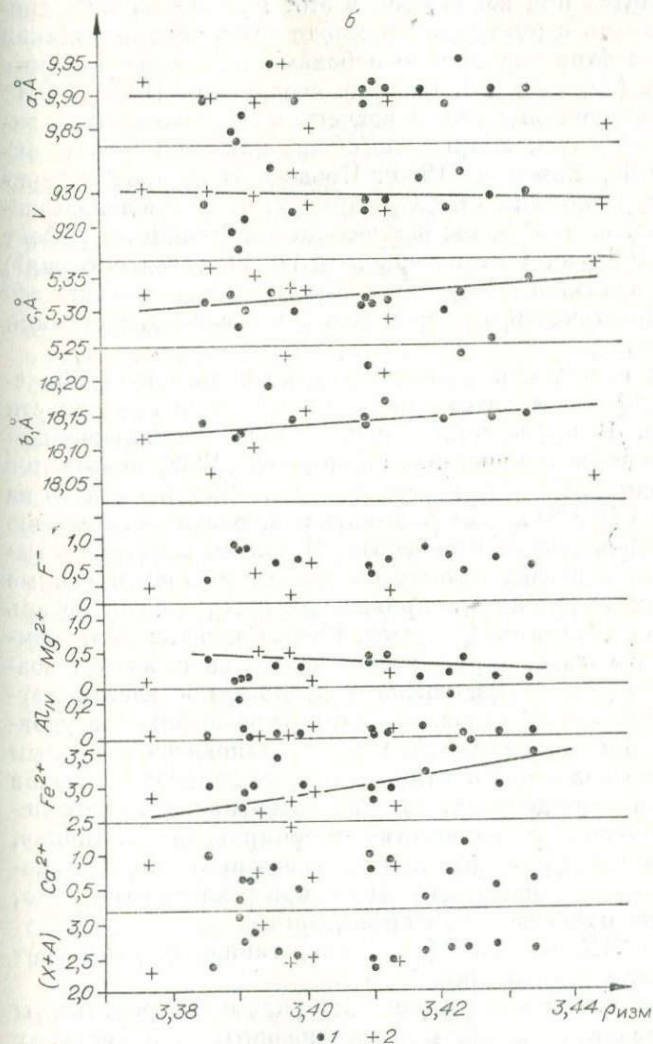


Рис. 29. Взаимосвязь измеренного удельного веса амфиболов с их на формульную единицу) и а — для рибекит-арфведсонитовой серии; б — для серии рибекит — кальциевый массивов (см. табл. 9), 2 — амфиболы Варун-Богдинского, Дза

термического эффекта в этом диапазоне температур для арфведсонита может означать, что отрицательная энтальпия дегидратации уравнивается положительной энтальпией окисления железа.

Экзотермический эффект при 520° на ДТА и сопряженная с ним потеря веса по ТГ в рибекитах связаны с дополнитель-



химическим составом (в количестве катионов и ионов параметрами решеток.

катафорит; 1 — амфиболы Дашибалбарского и Байи-Уланского мысудского, Элесьтуинского и Хар-Хадского массивов.

ным экзотермическим процессом, вероятно, с участием оксония, так как практически вся вода в рибеките теряется из структуры при 520° . Уход оксония возможен только в форме молекулярной воды, образованной реакцией оксония с группой гидроксила. Действительно, потеря только катиона оксония из структуры, при нарушении электронейтральности, привела бы к избытку отрицательных зарядов. Электронейтральность системы сохранится при вовлечении в этот процесс аниона, способного покинуть структуру. Им может быть только радикал OH^- , так как фтор теряется амфиболами при более высоких температурах (см. рис. 28). Реакция соединения H_3O^+ и OH^- поддается термодинамическому расчету и сопровождается энтальпийным эффектом $204,6$ ккал/г-ион, или $10,8$ кал/мг оксония (Nicholls, Zussman, 1955). Проведя градуировку дериватограмм по разложению CaCO_3 марки х. ч. и окислению железа марки ос. в. ч. В-3, мы рассчитали энтальпийный эффект при 520° по ДТА на 1 мг потери веса по ТГ (уход оксония?) и получили значение $11,3 \pm 0,5$ кал/мг. Таким образом, эффект 520° энергетически близок к реакции соединения оксония с гидроксилом.

Наличием оксония в рибеките удовлетворительно объясняется и эффект «плато» на кривой электропроводности (см. рис. 24). В арфведсоните наблюдается нормальное для ионной проводимости кристаллов (Лидиард, 1962) повышение электропроводности с ростом температуры. Уход же одного из носителей тока (H_3O^+) может создавать наблюдаемую аномалию хода электропроводности в рибеките. В пользу гипотезы о наличии оксония в исследованных рибекитах говорят и данные о резонансных явлениях на кривых диэлектрических потерь с температурой в рибеките (Лапидес, 1968). Считается, что асимметрия силового поля, окружающего заряд, способствует возникновению эффектов резонансного поглощения электромагнитной энергии. Этому условию в структуре амфиболов удовлетворяет катион в позиции А. Отсюда становится понятным наблюдавшееся различие в отношении интенсивностей пиков для рибекита и арфведсонита. Так как интенсивность резонансного пика зависит от количества резонирующих катионов, то потеря оксония в рибеките при прогреве приводит к резкому уменьшению интенсивности пика при охлаждении, что, естественно, не наблюдается в арфведсоните.

Данные по ИК-спектрам (см. ниже) также не отвергают гипотезы о наличии оксония.

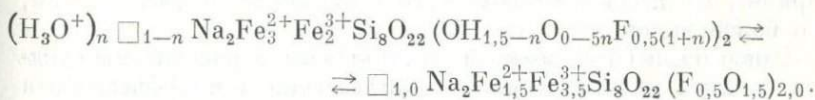
На присутствие оксония в рибеките указывают результаты обработки рибекита водой при повышенных температурах и давлениях и фиксированном значении фугитивности кислорода в системе буферной методикой Эйгстера (Лапидес и др., 1968). В поле стабильности арфведсонита объем ячейки рибекита возрастает, что фиксирует переход рибекита в арфведсонит с же-

лезом в позиции X (Ernst, 1962). Одновременно, несмотря на отсутствие окисления железа и дегидратации амфибола в этих условиях, пик 520° на дериватограмме постепенно исчезает. Это можно объяснить постепенным вытеснением оксония из рибекита по мере перехода его в арфведсонит и заполнением позиции X + A натрием и железом.

Все эти факты как будто бы свидетельствуют в пользу гипотезы о наличии оксония в структуре рибекита. Для более веского вывода необходимы специальные эксперименты, например, с D₂O.

Если оксоний присутствует в некоторых рибекитах, то электронейтральность их структуры скорее всего достигается соответствующим замещением гидроксила и фтора кислородом, поскольку соотношение (R³⁺/R²⁺)^{VI} в рибеките близко к теоретическому. Но даже если баланс валентности таких оксониевых рибекитов осуществляется каким-либо другим способом, важно, что при переходе их к арфведсонитам ион натрия не добавляется к рибекиту, а замещает ион оксония. Тогда в арфведсоните при сохранении баланса валентности может оказаться соотношение (R³⁺/R²⁺)^{VI}, близкое к рибекиту. Может быть, с этим, хотя бы частично, связана повышенная по сравнению с теоретической степень окисления железа в арфведсоните.

Проблема оксиамфибола. При нагревании рибекита и арфведсонита до 400°C не только не меняется структура, но и сохраняются практически постоянными параметры решетки. В то же время до температуры 500° окисляется большая часть железа амфиболов и теряется почти вся вода. В этом случае щелочные амфиболы переходят в оксиамфиболы (Hodgson e. a., 1965). Например, рибекит переходит в оксирибекит:



В принципе нельзя исключать возможности появления более окисленных разновидностей щелочных амфиболов, чем их теоретические составы, и в природных условиях, особенно как промежуточных фаз при гематитизации, эгиринизации амфиболов и других процессов, вызываемых повышением fugitivity кислорода.

Номенклатура железистых рибекит-арфведсонитов. С учетом перечисленных выше физических и химических свойств рибекита (эффекты 520° ДТА и ТГ, «плато» электропроводности, расщепление полосы 1580—1680 см⁻¹ на ИКС) к нему удобно относить амфиболы с X + A ≤ 2,4 ÷ 2,5. Дальнейшее повышение этого параметра приводит к исчезновению указанных свойств со сравнительно монотонным, хотя и слабым, из-

Средние составы амфиболов

Амфиболы	Число анализов	Si	Al ^{IV}	Ti ^{IV}	Fe ³⁺ _{IV}	Z	Ti ^{VI}	Al ^{VI}
Арфведсонит (X + A > 2,8) . . .	42	7,74	0,26	—	—	8,00	0,11	0,07
Рибекит-арфведсонит (2,8 > X + A > 2,4) . . .	21	7,64	0,33	0,03	—	8,00	0,09	—
Рибекит (X + A < 2,4)	60	7,66	0,28	0,28	—	8,00	—	—
<i>Щелочные</i>								
Арфведсонит	16	7,83	0,09	0,08	—	8,00	0,02	—
Рибекит-арфведсонит	12	7,48	0,38	0,14	—	8,00	0,02	—
Рибекит	27	7,56	0,37	0,07	—	8,00	0,02	—
<i>Нефелиновые</i>								
Арфведсонит	16	7,62	0,38	—	—	8,00	0,17	0,18
Рибекит-арфведсонит	2	7,54	0,38	0,08	—	8,00	0,22	—

* Средние содержания лития и фтора рассчитаны соответственно из 14 и 24 22 и 18 (арфведсониты из гранитов), из 9 и 9 (рибекит-арфведсониты из гранитов), из

** В связи с тем, что литий входит в группу Y амфиболов, но определен не у каждого амфибола рассчитана на 13 катионов (Борнеман-Старынкевич, 1964).

*** Рассчитано на основе баланса валентностей.

менением химизма и параметров решетки амфибола. Этот интервал составов можно разделить уже чисто условной границей по $X + A = 2,8$. Амфиболы с низкими значениями этого параметра отнесены к промежуточным рибекит-арфведсонитам, а с более высокими — к арфведсонитам.

Ранее нами (Коваленко и др., 1967) были рассчитаны средние составы рибекита, рибекит-арфведсонита и арфведсонита в соответствии с предложенной выше номенклатурой (табл. 13). Полученные за последнее время новые анализы щелочных железистых амфиболов, в частности по МНР, Улканскому плутону (см. табл. 5—7), существенно не меняют значения выведенных средних составов, показывая их удовлетворительную надежность. Для расчета средних составов щелочных амфиболов (в дополнение к данным табл. 5—7) были использованы анализы из различных, в том числе железистых метаморфических, пород, анализы амфибол-асбестов и др. (Дир и др., 1966; Елисеев, Никольский, Кушев, 1961; Андреев, 1962; Чумаков, 1958; Герасимовский и др., 1966; Елисева и др., 1965; Маракушев и др., 1966; Worley, 1963). Специально выделены средние составы щелочных амфиболов из щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов (чаще всего агпайтовых).

серии рибекит — арфведсонит

Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Li*	Y	Ca	Na	K	X	OH***	F*	O
1,18	1,94	0,11	1,36	0,54	5,31**	0,36	2,40	0,33	3,09	0,28	1,02	0,70
1,55	2,05	0,08	1,14	0,25	5,15**	0,31	2,04	0,23	2,58	0,91	0,73	0,36
1,87	1,74	0,06	1,19	0,29	5,15**	0,24	1,69	0,15	2,08	1,57	0,51	
<i>граниты</i>												
1,46	2,89	0,07	0,05	0,56	5,05**	0,28	2,46	0,35	3,09	0,40	0,98	0,62
1,70	2,72	0,12	0,27	0,25	5,06**	0,37	1,96	0,23	2,56	0,53	0,67	0,89
2,00	2,42	0,09	0,18	0,32	5,02**	0,28	1,73	0,20	2,21	1,51	0,59	
<i>сиениты</i>												
1,04	1,79	0,20	1,57	0,39	5,17**	0,37	2,40	0,37	3,14		1,05	0,98
1,32	2,76	0,11	0,59	—	5,00	0,31	2,06	0,24	2,61	1,30		0,70

анализов арфведсонитов, из 9 и 17 (рибекит-арфведсониты), из 22 и 49 (рибекиты), из 12 и 14 (рибекиты из гранитов) и из 1 и 15 (арфведсониты из нефелиновых сиенитов). всех амфиболов, число катионов в группе Y обычно превышает 5, хотя формула

ИЗОМОРФНАЯ СЕРИЯ

РИБЕКИТ — КАЛЬЦИЕВЫЙ КАТАФОРИТ

Составы амфиболов этой серии (рис. 30, 31; см. табл. 5) наиболее полно изучены для моношпатовых щелочных гранитоидов МНР, хотя аналогичные амфиболы отмечены среди щелочных сиенитов и гранитов северо-восточной Тувы (Коваленко и др., 1968). По-видимому, к этой же серии относятся амфиболы из моношпатовых щелочных гранитоидов Алтая (Нечаева, 1973). Среднее количество катионов в позициях $X + A$ амфиболов рассматриваемой серии близко к 2,6. В связи с этим всю серию амфиболов следовало бы назвать «рибекит-арфведсонит — кальциевый катафорит». Термин «рибекит» здесь употребляется для краткости.

Химизм серии рибекит — кальциевый катафорит достаточно сложен, и при переходе к крайним составам ее участвуют практически все главнейшие компоненты состава амфиболов (см. рис. 31). Наиболее показательны в амфиболах содержания ионов кальция. При переходе от рибекита к кальциевому катафориту, т. е. с увеличением количества ионов кальция в формульной единице амфиболов, увеличиваются содержания

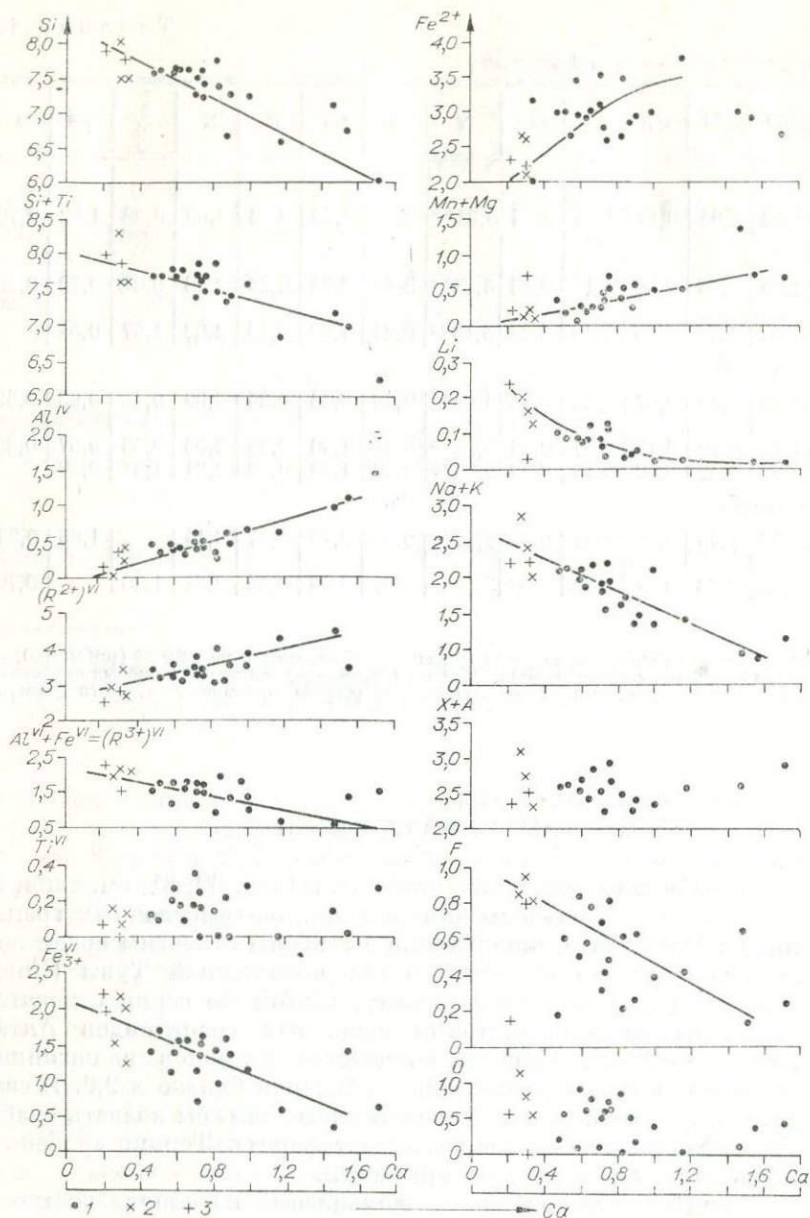


Рис. 30. Корреляция главных компонентов амфиболов серии кальциевый катафорит — рибекит с содержанием в них катионов кальция.

1 — амфиболы из гранитоидов главных фаз различных массивов; 2 — то же для гранитоидов дополнительных интрузий; 3 — то же для шпировых пегматитов.

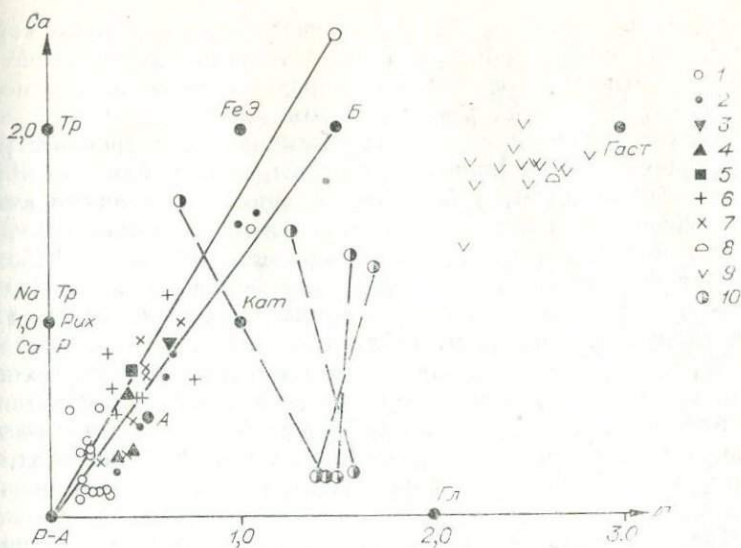
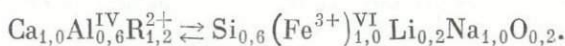


Рис. 31. Составы амфиболов рибекит-кальцево-катафоритовой серии из щелочных гранитов МНР.

Массивы: 1 — Хан-Богдинский; 2 — Хар-Хадский; 3 — Элесытуинский; 4 — Барун-Богдинский; 6 — Баян-Уланский; 7 — Дашибалбарский; 8 — Мандал-Гоби; 9 — гастингситы Лугингольского массива псевдолейцитовых сиенитов; 10 — субкальциевые сосуществующие амфиболы.

ионов тетраэдрического алюминия и октаэдрических двухвалентных катионов (и железа, и магния) и уменьшаются количества ионов кремния, октаэдрических трехвалентных катионов, лития, натрия и калия, а также фтора* и анионов кислорода в группе (ОН, F), рассчитанных по балансу валентностей. Общая схема изоморфизма в рассматриваемой серии в расчете на один ион кальция в формульной единице имеет следующий вид:



То есть при замещении, например, одного иона натрия в рибеките на ион кальция происходит замещение 0,6 ионов кремния на алюминий и 1,2 ионов трехвалентного железа и лития на эквивалентное количество двухвалентных катионов.

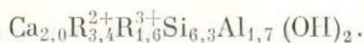
Следует подчеркнуть, что изоморфизм в серии рибекит — кальциевый катафорит напоминает схему изоморфизма рибекит — арфведсонит — катафорит Мияширо (Miyashiro, 1957),

* Статистически значимые коэффициенты парной корреляции содержания ионов Ca и других компонентов следующие: Ca — Si = -0,79; Ca — Al^{IV} = +0,75; Ca — Fe³⁺ = -0,44; Ca — Fe²⁺ = +0,36; Ca — Mg = +0,53; Ca — Li = -0,70; Ca — Na = -0,85; Ca — F = -0,45.

имеющую вид $\text{CaAl} \rightleftharpoons \text{NaSi}$. В рассматриваемой нами серии изоморфизм более сложного вида, с участием двух- и трехвалентных катионов в шестерной координации, а также с меньшей долей замещения кремния алюминием.

Следует подчеркнуть, что крайним натриевым членом рассматриваемой серии являются составы, весьма близкие к рибекит-арфведсонитам, а крайние кальциевые щелочные амфиболы содержат один атом кальция в формульной единице. Однако несколько наиболее кальциевых составов амфиболов выходят за рамки поля щелочных амфиболов в поле «субкальциевых» амфиболов и содержат около 1,5 атомов кальция на формульную единицу (см. табл. 5, проба Хар-964). Похоже, что вплоть до этого состава статистически намечается полный изоморфизм в рассматриваемых амфиболах, поскольку имеются все промежуточные их составы*. Еще более кальциевые амфиболы в гранитоидах известны (например, МГ1228 в табл. 5), но они уже относятся не к катафоритовой, а к гастингситовой группе.

Крайний кальциевый (безнатриевый) минал серии рибекит — кальциевый катафорит, полученный вычитанием из состава амфибола Хар = 964 (см. табл. 5) всего натрия в расчете на рибекит, имеет вид $\text{Ca}_{2,5}\text{R}_4^{2+}\text{R}_1^{3+}\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$. При вычитании теоретического состава арфведсонита получим кальциевый минал



Оба эти состава из чисто кальциевых миналов ближе всего к чермакиту, с некоторым дефицитом в последнем тетраэдрического алюминия. Следовательно, в целом всю серию амфиболов рибекит — кальциевый катафорит можно было бы рассмотреть в рамках более общей изоморфной серии между рибекит-арфведсонитом с обедненным алюминием чермакитом, но, как уже говорилось, более кальциевые составы амфиболов, чем содержащие 1,5 атома кальция, в щелочных гранитоидах не известны.

По-видимому, такой полный набор составов серии рибекит — кальциевый катафорит в настоящей работе описывается впервые. У. А. Дир и др. (1966) даже указывают, что промежуточные амфиболы между щелочными и роговыми обманками редки и не имеют широкого распространения. Тем не менее они до-

* Судя по оптическим свойствам рассматриваемых амфиболов (см. следующий раздел), в них возможен узкий интервал несмесимости в области около 0,5 атомов Са на формульную единицу. Вследствие своей узости интервал несмесимости не может сказаться как на корреляционных связях различных компонентов амфиболов, так и на некоторых физических свойствах.

статочно широко распространены в щелочных гранитоидах.

Интересно сопоставить амфиболы изоморфной серии рибекит — кальциевый катафорит с теми амфиболами, для которых установлен распад твердых растворов (Himmelberg, Parike, 1969; Ross *et al.*, 1968; Coleman, Parike, 1968; Ross *et al.*, 1969). Субсолидусные соотношения амфиболов установлены для серии кумингтонит — тремолит (актинолит) (Ross *et al.*, 1968, 1969), а также для щелочных амфиболов и актинолита (Coleman, Parike, 1968). В последнее время выявлен разрыв смеси-мости между субкальциевыми амфиболами и кросситам (Himmelberg, Parike, 1969). Из графика составов этих амфиболов (см. рис. 31) видно, что хотя крайний (наиболее кальциевый) состав субкальциевых амфиболов близок к продолжению серии рибекит — кальциевый катафорит, в целом группа субкальциевых амфиболов образует совсем другую изоморфную серию, в которой с понижением содержания кальция растет концентрация алюминия. То есть разрыв смеси-мости между щелочными и субкальциевыми амфиболами намечается преимущественно в глиноземистой области составов, когда сравнительно крупные катионы (Mg, Fe²⁺) замещаются мелким катионом алюминия в позиции M₂.

Судя по рассмотренной выше серии рибекит — катафорит, для разрыва смеси-мости твердых растворов щелочных и субщелочных амфиболов не безразлично (Himmelberg, Parike, 1969), когда место алюминия в позиции M₂ занимает трехвалентное железо. Как раз в этом случае образуется изоморфная серия рибекит — кальциевый катафорит, а разрыв смеси-мости в исследованном интервале составов или отсутствует, или отмечается в очень узком промежутке значений $X + A = 0,3 \div 0,5$. В связи с этим представляется неверным распространять установленный в серии глаукофан — актинолит широкий разрыв смеси-мости также в область составов рибекит — актинолит (Coleman, Parike, 1968). В последнем ряду, если он и проявлен, однако оказывается очень узким и не поддается надежной диагностике в рассматриваемых корреляционных связях.

Параметры решетки амфиболов серии рибекит — кальциевый катафорит находятся в определенной зависимости от содержания кальция, точнее, от общего химического состава (рис. 32). При переходе от рибекита к кальциевому катафориту заметно возрастают все параметры ячейки, кроме *c*. Это свидетельство изоморфизма в минералах, а не наличия механических смесей. Следует отметить, что параметры решеток субкальциевых глиноземистых амфиболов (Himmelberg, Parike, 1969) также растут (кроме угла β) при переходе к более кальциевым амфиболам, но общий уровень параметров глиноземистых амфиболов по сравнению с нашими заметно ниже. Несомненно, влияние химизма амфиболов на параметры их решетки

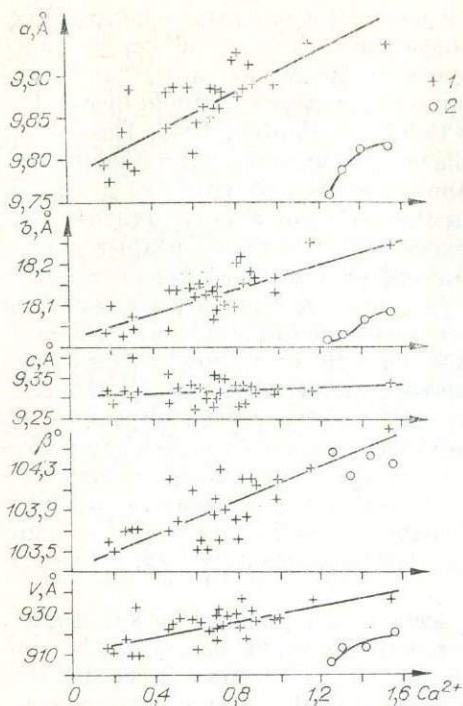


Рис. 32. Зависимость параметров решетки амфиболов катафорит-рибекитовой серии от содержания в них кальция. 1 — амфиболы катафорит-рибекитовой серии; 2 — амфиболы, сосуществующие с глаукофанами (Coleman, Paríke, 1968).

рике, 1969). Плотность рассматриваемых амфиболов взаимосвязана с их химическим составом и параметрами решетки (см. рис. 29). Наиболее четко плотность возрастает с увеличением содержания двухвалентного железа в амфиболах.

НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ИЗОМОРФНЫЕ СЕРИИ ЩЕЛОЧНЫХ АМФИБОЛОВ

Большая часть щелочных амфиболов из биметасоматических микроклинитов, образовавшихся на контакте щелочных гранитов и габбро (Коваленко и др., 1966), относится к рибекитам (№ 1а — 11а, 1—9). Однако среди них несколько разновидностей обогащены кальцием до 5,83% (№ 1а, 3а, 2).

* Статистически значимые коэффициенты парной корреляции содержания атомов Са с параметрами решеток амфиболов следующие: $a = +0,73$; $b = +0,78$; $\beta = +0,30$; $V = +0,44$.

комплексное, и трудно выделить действие каждого из компонентов изоморфизма.

Параметр β обычно зависит от размера катиона X в позиции M_4 . В нашем случае возрастание угла β при переходе от натриевых к кальциевым амфиболам вполне согласуется с опубликованными данными (Whittaker, 1960).

Увеличение параметра b чаще всего связывают с увеличением ионного радиуса катиона в позиции M_4 (Ernst, 1968). Однако в нашем случае параметр b возрастает по мере замещения в позиции M_4 крупного катиона натрия более мелким катионом кальция*. В связи с этим вероятнее, что на увеличение параметров b и a большее влияние оказывает замещение трехвалентного железа двухвалентным железом и магнием в позиции M_2 (Himmelberg, Paríke, 1969).

Увеличение содержания кальция в них не сопровождается соответствующим увеличением концентрации алюминия, как это было в серии рибекит — кальциевый катафорит. В то же время эти кальциевые амфиболы характеризуются пониженной концентрацией кремнезема и сравнительно высоким содержанием трехвалентного железа. Их нельзя отнести к рихтеритам, поскольку число катионов в группе X их формул значительно ниже трех, а заметное количество атомов кремния замещено железом, алюминием и титаном. Предполагалось, что изоморфизм в рассматриваемых амфиболах осуществляется по схемам $(\text{Na}, \text{K})\text{Si} \rightleftharpoons \text{CaFe}^{3+}(\text{Al})$ и в меньшей степени $\text{LiSi} \rightleftharpoons \text{CaFe}^{3+}$ *. При этом в кальциевых разностях амфиболов трехвалентное железо может входить и в тетраэдрическую координацию вместо Si, и в октаэдрическую координацию вместо Li. Такие кальциевые амфиболы мы называли кальциевыми рибекитами (Коваленко и др., 1966; Kovalenko, 1968).

Выше уже указывалось, что для кальциевых и щелочных амфиболов иногда отмечаются случаи распада твердых растворов. Для поисков таких явлений кальциевые рибекиты были качественно изучены с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 при диаметре электронного зонда 1—2 мкм (Лапидес и др., 1972). Распада амфибола на два состава, как это проявлялось в сериях куммингтонита с тремолитом или тремолита с глаукофаном, здесь обнаружено не было. Но в составе некоторых амфиболов выявилась неоднородность другого рода. Амфиболы № 5а, 6а оказались гомогенными. В амфиболах № 1а, 3а, примыкающих к габбро, и № 9а, примыкающем к граниту, были обнаружены закономерно ориентированные «включения» флюорита. Эти «включения» расположены правильными рядами, параллельными плоскостям спайности амфибола, образуя своеобразную сетку. Судя по растровым фотографиям в лучах CaK_α , SiK_α , FeK_α в двух сечениях кристаллов амфибола, форма включений флюорита близка к веретенообразной, иногда каплевидной. Включения изолированы друг от друга, а не образуют сплошных прожилковидных агрегатов. Максимальные размеры «веретена» достигают в длину 30 мкм при толщине 5—6 мкм. По внешнему облику, закономерному расположению эти «включения» весьма напоминают картину тончайших пертитов распада в щелочных полевых шпатах или распад твердых растворов амфиболов (Ross e. a., 1969). Количество «включений» флюорита максимально в образце 3а (с максимальным содержанием кальция) и составляет ~3—5% по объему.

Необходимо было проверить, не являются ли «включения» в амфиболах результатом наложенной флюоритизации. В про-

* Парный коэффициент корреляции лития и трехвалентного железа равен $-0,73 \pm 0,26$ с вероятностью 95%.

стейшем случае флюоритизация, как выполнение пустот и трещин в породе, должна была бы проявиться и в других минералах породы. Для этого на микрозонде были исследованы сосуществующие с амфиболами калиевые полевые шпаты. Ни в одном образце, даже в непосредственной близости от зерен амфибола, «включений» флюорита обнаружено не было.

Приходится предполагать более сложные варианты. Во-первых, флюорит может явиться таким же продуктом распада твердого раствора кальциево-фтористого рибекита, как и два амфибола. В пользу этого предположения говорит форма «включений», их закономерное «пертитоподобное» расположение, зависимость количества включений от состава амфибола и режима охлаждения пород (амфиболы с включениями тяготеют к краям зоны метасоматических микроклинитов). Во-вторых, не исключено, что «включения» флюорита могли образоваться в результате воздействия на породы позднего фтористого (без кальция) флюида. В этом случае флюорит образовывался бы именно в амфиболе, а не в калиевом полевом шпате, в случае повышенного содержания кальция в первом. В таком варианте повышенная активность фтора даже в более позднем флюиде вызывала «распад» первичного кальциевого рибекита на флюорит и менее кальциевый рибекит, но уже с привнесом фтора.

Вопрос о статусе кальциевого рибекита однозначно сейчас решить нельзя*. Если же описываемые структуры флюорита и амфибола могут быть аналогами структур распада твердых растворов**, то сам распад такого твердого раствора может осуществляться вследствие не только понижения температуры, как обычно, но и повышения активности фтора в системе.

Параметры решеток кальциевых рибекитов и рибекитов, а также дериватограммы, ИК-спектры близки, возможно, из-за

* Интересно, что в карбонатах Киву описан амфибол, по составу близкий к кальциевому магнезиорибекиту $K_{0,096}Na_{1,414}Ca_{0,728}Mn_{0,026}Mg_{3,210}Fe_{0,727}^{2+}Fe_{1,154}^{3+}Ti_{0,035}Al_{0,125}Si_{7,865}(O_{22,336}OH_{1,664})$ (Jahns, de Bethune, 1968). При рибекитовой величине $X + A$ компенсация валентности при замещении $Ca \rightarrow Na$ происходит не в тетраэдрах, а в октаэдрах ($Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$).

** И. Д. Борнеман-Старынкевич (1976) считает, что кальциевых рибекитов (Коваленко и др., 1966) в природе не существует. Свое мнение она обосновывает нашими же данными по рентгеновскому микрозондированию рибекитов с повышенным содержанием кальция (Лапидес и др., 1972). Собственно, к этому же выводу пришли и мы, поскольку оказалось, что большая часть кальция в обсуждаемых амфиболах связана с «пертитоподобными» включениями флюорита. Однако мы считаем, что сама смесь рибекита и флюорита может быть результатом распада «кальциевого рибекита». Возможно, это эпитаксиальные сростания рибекита и флюорита, которые могли образоваться как при одновременной кристаллизации рибекита и флюорита, так и при распаде «кальциевого рибекита». В последнем случае в природе должен существовать «кальциевый рибекит».

сравнительной близости состава амфибола-хозяина (Афоина и др., 1969; Лapidес и др., 1967). В то же время интенсивность линии (041) амфибола возрастает в кальциевом рибеките (рис. 33).

Несомненно, что среди амфиболов щелочных гранитоидов встречаются и другие изоморфные серии. Судя по тому, что среди вкрапленников и микролитов павтеллеритов обнаружены рихтериты и амфиболы, промежуточные по составу между

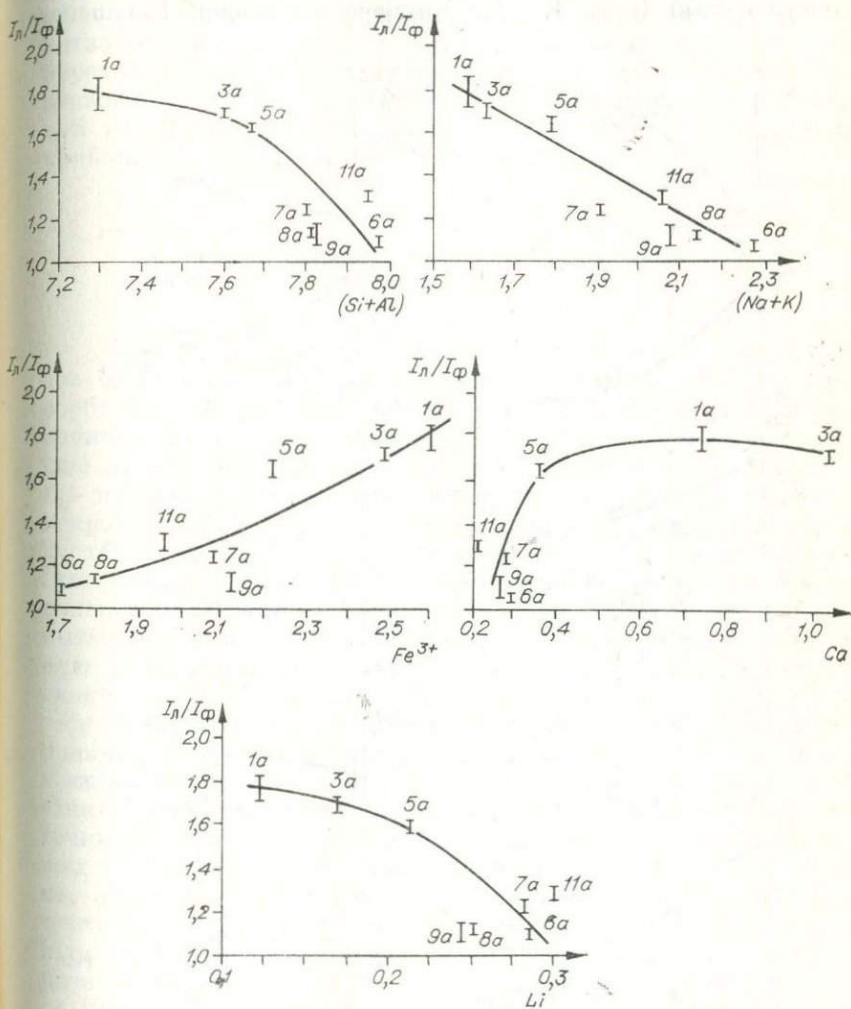


Рис. 33. Зависимость интенсивности линии 041 ($d = 3,32 \text{ \AA}$) от содержания Si (с Al), K + Na, Li, Fe^{3+} , Ca (в атомах на формульную единицу) для кальциевых рибекитов (Kovalenko, 1968).

рихтеритом и арфведсонитом, весьма вероятно серия рихтерит — арфведсонит.

Интересны глиноземистые щелочные амфиболы, встречающиеся в щелочных гранитоидах Казахстана, Дальнего Востока, Восточного Саяна, Кольского полуострова. Амфиболы серии рибекит — глаукофан широко распространены среди кристаллических пород глаукофановой фации метаморфизма и железистых кварцитов. Сравнительно глиноземистые щелочные амфиболы в щелочных гранитах — факт мало известный и редко обсуждаемый (рис. 34). На примере амфиболов Улкаанского

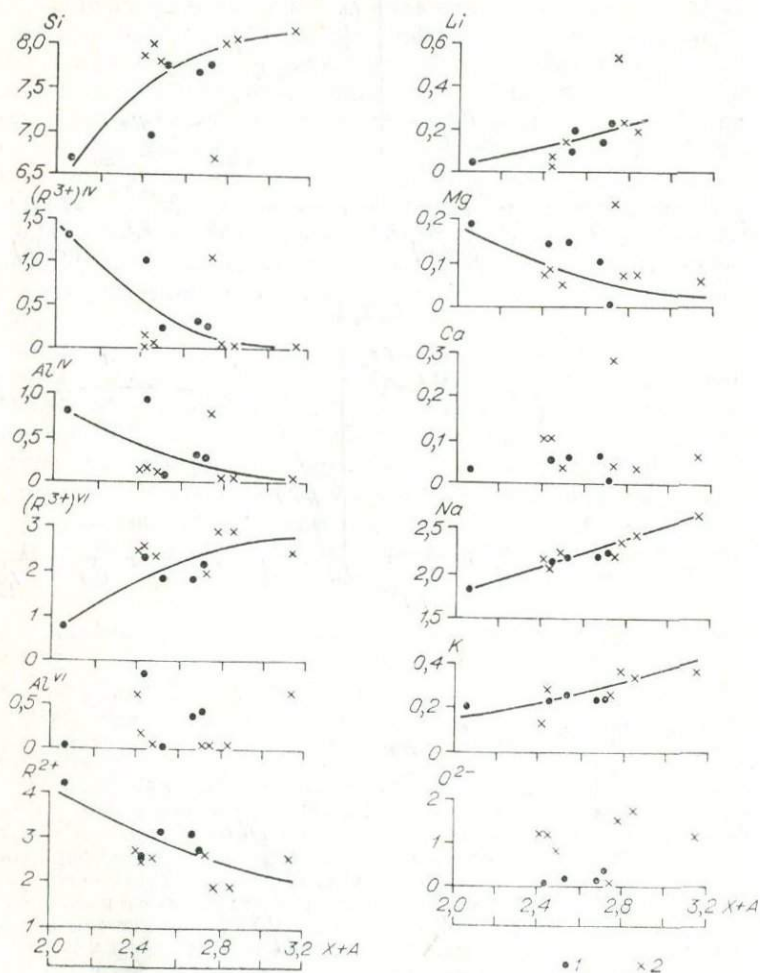
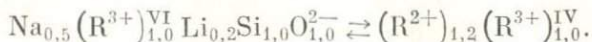


Рис. 34. Зависимость содержания главных компонентов амфиболов из гранитов Улкаанского плутона от величины параметра $X + A$ (1 — амфиболы из гранитов; 2 — амфиболы из пегматитов).

плутона (Гамалея, 1970) выясняется, что примерная схема изоморфизма между рибекитом и арфведсонитом в них имеет вид



При переходе от рибекита к арфведсониту увеличивается содержание атомов кремния, трехвалентных катионов в шестерной координации, лития, натрия, калия и кислорода и уменьшается содержание атомов алюминия и других трехвалентных катионов в четверной координации и двухвалентных катионов в шестерной (рис. 34). Фактически здесь наблюдается переход рибекита к оксиарфведсониту, причем повышенное содержание глинозема, видимо, связано с наличием его в четверной координации рибекитового минерала, который по составу приближается уже к кросситу (см. рис. 14).

НЕКОТОРЫЕ ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА АМФИБОЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Оптические свойства щелочных амфиболов из гранитоидов очень трудно изучать в связи с весьма интенсивной абсорбцией этих минералов, дисперсией и широко распространенными явлениями аномального погасания. Особенно большие затруднения вызывает интенсивная окраска амфиболов в тех их сечениях, в которых минерал становится практически непрозрачным. В связи с этим на столике Федорова не удастся не только с достаточной точностью определить угол оптических осей и угол угасания некоторых амфиболов, но и просто положение осей оптической индикатрисы. Несмотря на попытки использовать более мощные источники света по сравнению с обычными осветителями, указанную проблему все же окончательно решить не удалось. Поэтому при анализе оптических свойств рассматриваемых амфиболов мы решили ограничиться показателями преломления, схемами плеохроизма и знаком удлинения. Замеры угла оптических осей и угла угасания амфиболов в силу указанных выше причин недостаточно точны, чтобы можно было обсуждать их вариации для приведенных в табл. 14 анализов. С заметно большей ошибкой, чем обычно, определены также показатели преломления амфиболов в сечениях, в которых отмечается наиболее интенсивная окраска (для рибекит-арфведсонитов — N_p , для кальциевых катафоритов — N_g).

Щелочные амфиболы редкометалльных гранитоидов, конечно, характеризуются свойствами, типичными для всех амфиболов (Дир и др., 1966), и в первую очередь, выдержанным углом между поверхностями спайности, равным 56° . Как пра-

Некоторые оптические свойства щелочных амфиболов из гранитоидов Монголии

Номер образца	Ng	Np	Ось индикатрисы, близкая к с (удлинение)	Плеохроизм		
				по Ng	по Nm	по Np
1	2	3	4	5	6	7
ХБ-1049	1,683	1,670		Серо-зеленый	Темно-зеленый	Желто-зеленый
ХБ-1056	1,704	1,690	Nm	Сине-зеленый	»	Коричнево-желтый
ХБ-898	1,691	1,685	Np	Коричнево-желтый	»	Индигово-синий
ХБ-900	1,697	1,686	Np	»	»	»
ХБ-1050	1,702	1,692	Np	»	Сине-зеленый	Темно-зеленый
ХБ-1827	1,692	1,685	Np	»	Индигово-синий	Темно-синий
ХБ-1054	1,700	1,686	Np	»	Сине-зеленый	Темно-зеленый
ХБ-1800	1,728	1,700	Nm	Темно-синий	Темно-зеленый	Желтый
ХБ-1809	1,697	1,687	Np	Желто-коричневый	Индигово-синий	Темно-желтый
ХБ-1801	1,716	1,704	Nm	Темно-синий	Темно-зеленый	Желтый
ХБ-1804	1,704	1,692	Np	Желто-коричневый	Индигово-синий	Сине-зеленый
ХБ-1811	1,700	1,690	Np	Светло-коричневый	»	»
ХБ-1825	1,696	1,684	Np	»	Серо-синий	Индигово-синий

ХБ-1824	1,694	1,682	Np	Серо-синий	Индигово-синий	Коричнево-желтый
ХБ-1826	1,715	1,705	Nm	Индигово-синий	Темно-зеленый	»
ХБ-1820	1,721	1,700	Nm	Серо-синий	Индигово-синий	Желтый
ХБ-1821	1,708	1,692	Nm	»	»	»
ХБ-1808	1,716	1,703	Nm	Темно-зеленый	»	»
ХБ-1053	1,698	1,689	Np	Желто-коричневый	»	Сине-зеленый
ХБ-1797	1,705	1,694	Np	»	»	»
ХБ-1792	1,702	1,692	Np	»	»	»
ХБ-1798	1,699	1,686	Np	»	Темно-зеленый	Индигово-синий
ХБ-856/5	1,692	1,685	Np	Коричнево-желтый	»	Сине-зеленый
ХБ-856/7	1,689	1,680	Np	»	»	»
ХБ-856/13	1,692	1,683	Np	»	»	»
ХБ-1791-10	1,702	1,690	Np	»	Индигово-синий	»
ХБ-810/170	1,720	1,686	Ng	Светло-голубой	Светло-фиолетовый	Светло-желтый
ХБ-1250	1,689	1,684	Np	Коричнево-желтый	Темно-зеленый	Индигово-синий
ХБ-1059/6	1,696	1,689	Np	»	»	»
ХБ-1051	1,696	1,688	Np	»	»	»
ХБ-1428/11	1,698	1,687	Np	»	»	»
ХБ-1253	1,698	1,688	Np	»	»	Зеленовато-синий
ХБ-903	1,699	1,692	Np	»	Сине-зеленый	Серо-зеленый

1	2	3	4	5	6	7
ХБ-904	1,700	1,693	<i>Np</i>	»	»	»
ХБ-909	1,696	1,684	<i>Np</i>	»	»	»
ХБ-911	1,700	1,690	<i>Np</i>	»	»	»
ХБ-1110	1,699	1,688	<i>Np</i>	»	Темно-зеленый	Индигово-синий
ХБ-1815	1,699	1,688	<i>Np</i>	Серовато-желтый	»	»
ХБ-1812	1,704	1,692	<i>Np</i>	Желто-коричневый	Индигово-синий	Зелено-синий
Хар-964	1,714	1,694	<i>Nm</i>	Сине-зеленый	Темно-синий	Желто-коричневый
Хар-963	1,718	1,702	<i>Nm</i>	»	»	»
Хар-965	1,706	1,696	<i>Np</i>	Желто-коричневый	Темно-зеленый	Индигово-синий
Хар-1234	1,716	1,698	<i>Nm</i>	Сине-зеленый	»	Желто-коричневый
СПЭ-1357	1,715	1,692	<i>Nm</i>	»	»	Желтый
СПЭ-1790	1,716	1,691	<i>Nm</i>	»	»	»
СПБ-1360	1,698	1,685	<i>Np</i>	Желто-коричневый	»	Сине-зеленый
СПБ-1359	1,702	1,690	<i>Np</i>	»	»	»
СПБ-1261	1,717	1,700	<i>Nm</i>	Серо-синий	Индигово-синий	Коричнево-желтый

СПД-1268	1,715	1,692	<i>Nm</i>	Сине-зеленый	Сине-синий	Коричнево-желтый
СПД-1266	1,712	1,692	<i>Nm</i>	»	»	»
СПД-1267	1,703	1,687	<i>Np</i>	Серовато-желтый	Темно-зеленый	Индигово-синий
Бу-883	1,716	1,697	<i>Np</i>	Темно-синий	»	Коричнево-желтый
Бу-874	1,720	1,697	<i>Nm</i>	Индигово-синий	»	»
Бу-552	1,710	1,700	<i>Nm</i>	»	Сине-зеленый	»
Бу-885	1,714	1,700	<i>Nm</i>	Темно-зеленый	»	Желто-коричневый
Бу-893	1,718	1,694	<i>Nm</i>	»	Индигово-синий	»
Бу-884	1,717	1,699	<i>Nm</i>	»	Сине-зеленый	Светло-желтый
Бу-547	1,718	1,690	<i>Nm</i>	»	»	»
ДБ-701	1,716	1,701	<i>Nm</i>	»	Индигово-синий	»
ДБ-700	1,714	1,698	<i>Nm</i>	»	»	»
ДБ-687	1,719	1,700	<i>Nm</i>	»	»	Коричнево-желтый
ДБ-675	1,710	1,700	<i>Nm</i>	»	»	»
ДБ-679	1,717	1,693	<i>Nm</i>	»	»	»
ДБ-677	1,701	1,693	<i>Np</i>	Светло-желтый	Темно-зеленый	Индигово-синий
ДБ-698	1,719	1,700	<i>Nm</i>	Темно-зеленый	Индигово-синий	Желтый

Примечание. В амфиболах, в которых с направлением с близка ось индикатрисы *Nm*, схема абсорбции $N_g \geq N_m \geq N_p$, дисперсия оптических осей $r < V$; в амфиболах с с, близким к *Np*, схема абсорбции $N_g \leq N_m \leq N_p$, дисперсия оптических осей $r > V$. Первые являются амфиболами группы кальциевого патафорита, вторые относятся к изоморфной серии рибекит—арфведсонит.

вило, все изученные амфиболы оптически отрицательны, хотя для некоторых арфведсонитов Хаг-Богдинского массива угол оптических осей очень велик и, видимо, может превышать 90° . Рассматриваемые амфиболы интенсивно окрашены, характеризуются четким плеохроизмом. Аномальное погасание для них широко распространено в сечениях, параллельных призме, и почти отсутствует в перпендикулярных к граням призмы разрезах кристаллов.

Для всех амфиболов достаточно распространены простые двойники, реже наблюдались полисинтетические, иногда веретенообразной или неправильной формы, распределенные в шахматном порядке.

Амфиболы рибекит-арфведсонитовой и кальциево-катафорит-рибекитовой серий отличаются между собой в первую очередь ориентировкой оптической индикатрисы, схемой плеохроизма и знаком дисперсии оптических осей (табл. 14).

Для щелочных амфиболов изоморфного ряда кальциевый катафорит — рибекит плоскость оптических осей индикатрисы располагается под некоторым углом поперек плоскости (010) так, что ближе всего к направлению c оказывается ось индикатрисы Nm . Угол угасания между c и Nm в этих амфиболах составляет $13\text{--}20^\circ$. Несколько больший угол, достигающий 30° , намечается для богатых кальцием катафоритов (№ БУ-547, СШЭ-1357, см. табл. 8), хотя проследить монотонную связь между составом амфиболов и их углом погасания в силу указанных выше причин не удастся. Показательно также, что упомянутые наиболее богатые кальцием катафориты отличаются от других рассматриваемых амфиболов весьма небольшим углом оптических осей. Коноскопическая фигура для них — крест со слабо расходящимися балками. На федоровском столике установлено, что угол оптических осей наиболее богатых кальцием амфиболов не превышает 25° и некоторые их разности могут оказаться практически одноосными.

Кальциевые катафориты с меньшими содержаниями кальция, чем в амфиболах БУ-547, СШЭ-1357, уже отчетливо двуосны с углом оптических осей $2V_{Np} \sim 60\text{--}70$. Схема плеохроизма в этих амфиболах — $Ng \geq Nm \geq Np$, при этом по Ng цвет колеблется от темно-синего и темно-фиолетового до темно-сине-зеленого, по Nm — цвет близок к Ng с преобладанием фиолетовых оттенков, по Np — в цвете амфиболов преобладают светло-желтые, коричнево-желтые, желтые или желто-зеленые оттенки.

В амфиболах изоморфной серии рибекит — арфведсонит плоскость оптических осей индикатрисы ориентирована параллельно (010) и удлинение кристаллов имеет отрицательный знак (см. табл. 14). Угол угасания ($c : Np$) этих амфиболитов колеблется в интервале $6\text{--}22^\circ$. Угол оптических осей большой, приближается к 90° . Схема плеохроизма — $Ng \ll Nm \leq Np$.

Цвет по *Ng* желтый, по *Nm*—фиолетовый, по *Np*—темно-синий.

По мере уменьшения содержания кальция кальциевые катафориты переходят в рибекит-арфведсониты. Структурный переход такого рода отмечается в области содержания атомов кальция на формульную единицу $\sim 0,25-0,50$. В этом интервале составов довольно резко изменяется положение оптической индикатрисы амфиболов, при котором в первую очередь меняются местами оси *Nm* и *Np*.

Показатели преломления и двупреломления кальциевых катафоритов в целом выше, чем у арфведсонитов (см. табл. 14). У амфиболов группы кальциевых катафоритов близки *Ng* и *Nm*, а у арфведсонитов — *Nm* и *Np*. Для наиболее надежно определенного показателя преломления кальциевых катафоритов *Np* отмечается его увеличение по мере падения содержания кальция (рис. 35). При уменьшении на 0,6 количества атомов кальция на формульную единицу показатель преломления амфибола возрастает на 0,12. Парный коэффициент корреляции содержаний кальция и величины *Np* составляет — 0,57 и является статистически значимым с вероятностью 2σ . Здесь подчеркнем только, что вариации содержаний кальция в кальциевых катафоритах отражают сложную схему изоморфизма, в котором участвуют практически все компоненты амфиболов (см. выше). В частности, оказываются статистически значимыми коэффициенты парной корреляции величины *Np* не только с содержанием кальция, но и с концентрациями трехвалентного железа (+0,38) и фтора (+0,37). Поэтому наличие корреляции между содержанием атомов кальция и *Np* не означает допущения прямого воздействия этого элемента на показатели преломления амфиболов. Скорее, здесь комплексное воздействие изменения всего состава кальциевых катафоритов.

Необходимо подчеркнуть, что рассматриваемая корреляция состава и *Np* в кальциевых катафоритах распространяется только до области с содержанием $\sim 0,5$ атомов кальция на формульную единицу, т. е. переходной между кальциевыми катафоритами и амфиболами рибекит-арфведсонитовой серии (см. рис. 35). При дальнейшем понижении содержания кальция в ам-

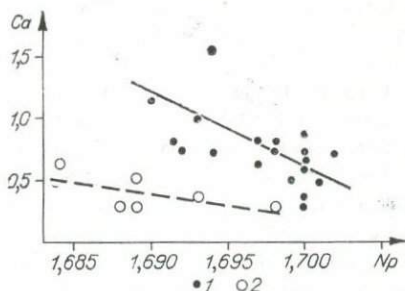


Рис. 35. Корреляционные зависимости показателя преломления от содержания атомов кальция в формульной единице амфиболов группы кальциевых катафоритов (1) и рибекит-арфведсонитов (2) Хар-Хадского, Элситуинского, Барун-Богдинского, Дзамынудского, Баян-Уланского и Дашбалбарского массивов МНР (см. табл. 1).

фиболах резко падает величина Np . Оказывается, что у амфиболов рибекит-арфведсонитовой серии с переменным содержанием кальция намечается обратная зависимость рассматриваемых параметров, охватывающая интервал значений Np от 1,684 до 1,700 при общем более низком, чем у катафоритов, содержании кальция (см. рис. 35). Наряду с резким изменением положения оптической индикатрисы амфиболов в том же интервале содержаний кальция ($\sim 0,5$ атомов) это позволяет предположить, что при содержании атомов кальция около 0,5 на формульную единицу в амфиболах серии рибекит — кальциевый катафорит осуществляется реконструктивный переход. Весьма вероятно, что в этой области составов рассматриваемых амфиболов имеется узкий разрыв смесимости, в связи с чем не исключено, что в некоторых парагенезисах щелочных гранитов возможно присутствие двух щелочных амфиболов с содержанием кальция порядка 0,5 атомов на формульную единицу и более бедного кальцием. Подчеркнем еще раз, что если такой разрыв смесимости существует в рассматриваемых амфиболах, то интервал этой несмесимости достаточно узок и роль его для природных парагенезисов двух амфиболов должна быть органиченной. В связи с этим при анализе геохимических условий образования щелочных амфиболов мы его касаться не будем.

Для амфиболов собственно рибекит-арфведсонитовой серии (Хан-Богдинский массив) имеется обратная корреляционная связь величин показателей преломления Ng и Np с величиной параметра $X + A^*$, а также с взаимосвязанными с этим параметром концентрациями в амфиболах фтора и двух- и трехвалентного железа (рис. 36). Коэффициенты парной корреляции для указанных величин соответственно равны: $Ng-F = -0,69$; $Ng-Fe^{3+} = -0,32$; $Ng-Fe^{2+} = +0,45$; $Np-F = -0,55$; $Np-Fe^{2+} = +0,45$.

Скорее всего, при наличии этих зависимостей на показатели преломления амфиболов влияют различные компоненты их состава, но представляется, что преобладает в этом влиянии содержание фтора в амфиболах. По-видимому, не случайно в арфведсонитах из молодых гранитов Нигерии также установлено повышение показателей преломления при уменьшении содержания фтора (Borley, 1963; Тугаринов, Коваленко, 1973). Характерно, что в обоих этих случаях корреляционная зависимость между показателями преломления и содержанием фтора арфведсонитов оказывается единой (см. рис. 36). Подчеркнем также прямую корреляционную связь величин Ng и плотности арфведсонитов.

* Из этой корреляционной зависимости выпадают рибекит-арфведсониты из ксенолитов фенитов (цегматитизированных эффузивов, см. табл. 5).

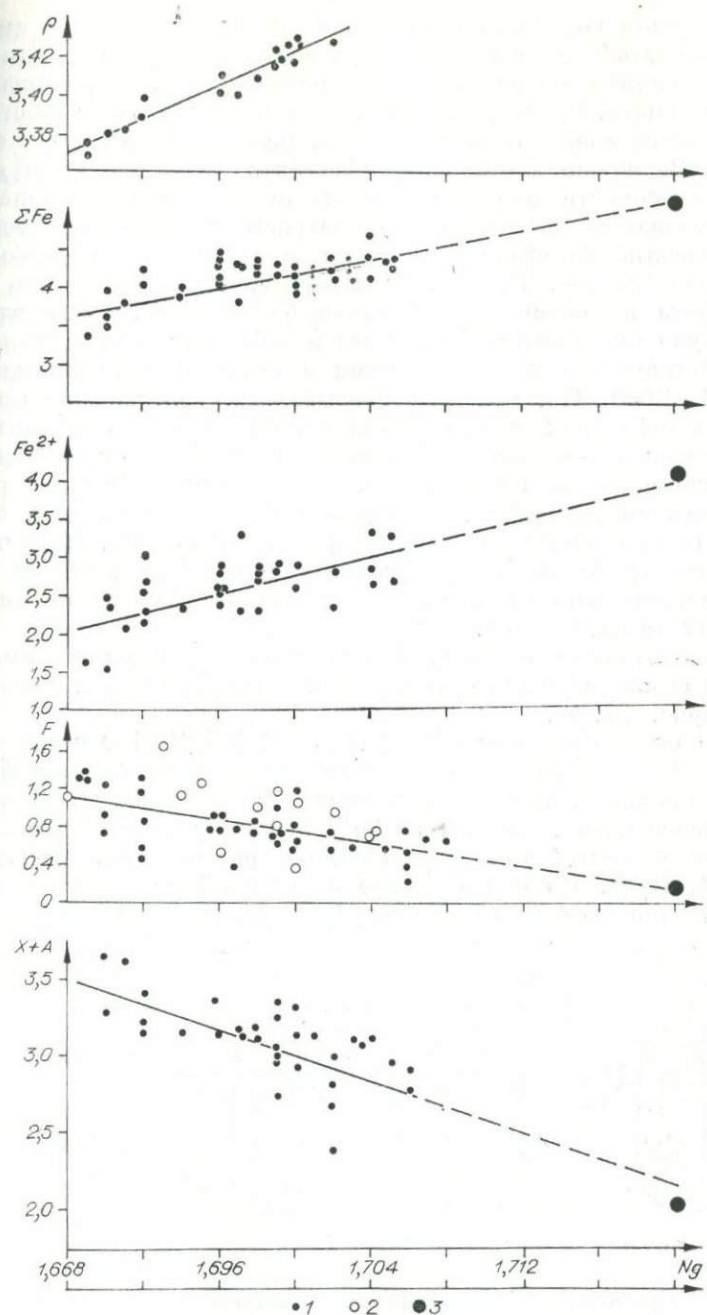


Рис. 36. Корреляционные зависимости показателя преломления от содержания атомов железа, фтора, параметра $X + A$ в формульной единице и плотности (ρ) амфиболов рибекит-арфведсонитовой серии Хан-Богдинского массива (1) и молодых гранитов Нигерии (2). Амфибол № ХБ-810/170 (см. табл. 8), содержащий в позиции X двухвалентное железо (3).

В целом корреляция оптических свойств и химизма амфиболов подтверждает наличие двух изоморфных рядов, которые мы назвали кальциево-катафорит-рибекитовым и арфведсонит-рибекитовым. Граница между ними и по оптическим свойствам намечается в области $\sim 0,5$ атома кальция на формульную единицу. Возможно, в этой области составов существует узкий разрыв смесимости между упомянутыми изоморфными рядами.

Положение оптической индикатрисы в амфиболах серий кальциевый катафорит — рибекит и рибекит — арфведсонит показано на рис. 37, а, б. Амфиболы группы кальциевого катафорита по оптическим составам ближе всего к кросситам. Р. Стулл такие амфиболы относит к арфведсонитам, поскольку по составу считает их близкими к арфведсонитам Мияширо (Stull, 1973). Но, как уже указывалось, соотношение Ca/Al в этих амфиболах значительно выше, чем для серии рибекит — арфведсонит — катафорит Мияширо, от которой они смещены в сторону составов рихтеритов. Эта особенность состава рассматриваемых амфиболов позволила нам выделить их в особую группу кальциевых катафоритов. Возможно, в данной группе амфиболов по содержанию кальция в дальнейшем будет рационально отделять кальциевые катафориты от кальциевых арфведсонитов.

Ориентировка оптической индикатрисы изученных амфиболов серии рибекит — арфведсонит обычна для этих амфиболов (рис. 37, в).

Наконец, напомним об амфиболе № ХБ-810/170 необычного состава, в котором при расчете кристаллохимической формулы пришлось в позицию X ввести значительное количество двухвалентного железа. По этому признаку данный амфибол близок к синтетическим железистым рибекит-арфведсонитам (Ernst, 1962). По ориентировке оптической индикатрисы амфибол ближе всего к глаукофану (рис. 37, г), но он малоглино-

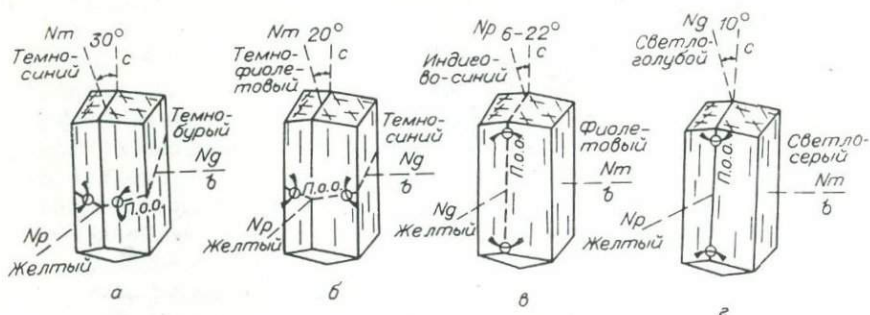


Рис. 37. Ориентировка оптической индикатрисы в богатых кальцием (а) и других кальциевых катафоритах (б), в амфиболах рибекит-арфведсонитовой серии (в) и в амфиболе ХБ-810/170 (г). П. о. о. — плотность оптических осей, кружки — выходы оптических осей.

земистый. По взаимосвязи показателя преломления с содержанием двухвалентного железа, фтора и параметра $X + A$ он вполне укладывается в изоморфный ряд рибекит—арфведсонит (см. рис. 36) и может быть отнесен к нему. Промежуточных составов между амфиболом и обычными рибекит—арфведсонитами среди природных амфиболов пока не известно. Но если такой ряд существует, то тогда возможно изоморфное замещение натрия двухвалентным железом в позиции X. Отсюда реально и обратное предположение о частичном изоморфизме железа и натрия в октаэдрических позициях амфиболов, которое объяснило бы наличие природных щелочных амфиболов с $X + A > 3$. Вероятность такого предположения может быть проверена только специальным исследованием распределения катионов в структуре интересующих нас амфиболов.

ИНФРАКРАСНЫЕ СПЕКТРЫ АМФИБОЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ

ПРИРОДА ИК-СПЕКТРОВ АМФИБОЛОВ

Несмотря на то, что основы современных представлений о динамике кристаллов были заложены более 60 лет назад (Бори, Хуан Кунь, 1958), количественные методы расчета колебательных спектров силикатов не разработаны (Лазарев, 1968; Ахмадова, Алехина, 1971; *The infrared spectra...*, 1974; Лазарев и др., 1975). Поэтому основой анализа ИК-спектров сложных природных соединений является полуэмпирический подход. Наиболее информативным можно считать исследование состава минералов, сочетающее сравнение спектров и результатов химического анализа с различными физическими характеристиками образцов.

Теоретическая основа анализа колебательных ИК-спектров амфиболов разработана А. Н. Лазаревым и Т. Ф. Тенишевой (1962). Они приближенно интерпретируют общий вид спектра валентных колебаний амфиболовой ленты. Интенсивные полосы в области $400\text{--}600\text{ см}^{-1}$ авторы предположительно связывают с деформационными колебаниями кремнекислородных лент и валентными колебаниями связей Me—O . Несколько более уверенно можно соотнести группу узких и сравнительно менее интенсивных полос в интервале $640\text{--}780\text{ см}^{-1}$ с пятью колебаниями типа $\nu_s(\text{SiOSi})$. Самые интенсивные полосы в высокочастотной области спектра с $\nu = 900\text{--}1200\text{ см}^{-1}$ трудно соотнести с определенными колебаниями амфиболовой ленты. Широкая интенсивная полоса поглощения в этой области спектра возникает в результате наложения колебаний $\nu_{as}(\text{O—SiO-})$,

$\nu_{as}(\text{SiO}_2)$, $\nu_s(\text{O}-\text{SiO}-)$ и $\nu(\text{SiO}^-)$, так как различия в значениях частот невелики. В качестве примера и доказательств авторы рассматривают моноклинные и ромбические амфиболы тремолит, актинолит и антофиллит (постулирован теоретический состав). В немногочисленных последующих экспериментальных работах сделаны попытки найти связь между характеристиками ИК-спектров и составом амфиболов (Куковский, Литвин, 1970; Барабанов и др., 1974; Кузнецова, Липатова, 1973). Кроме того, во многих работах ИК-спектры амфиболов приводятся без последующего анализа, иллюстративно.

Е. Г. Куковский и А. Л. Литвин (1970) проанализировали 14 образцов амфиболов, относящихся к различным рядам составов, в большинстве случаев — к роговым обманкам. В этой работе подтверждается вывод А. Н. Лазарева и Т. Ф. Тенишевой (1962) о различии ИК-спектров моноклинных и ромбических амфиболов. В самих же моноклинных амфиболах устанавливается единый характер расположения по частотам полос поглощения. В этой работе полоса с частотой $680-690 \text{ см}^{-1}$ отнесена к колебанию $\text{Al}^{\text{IV}}-\text{O}$, а полоса с $\nu = 750 \text{ см}^{-1}$ — к деформационным колебаниям $\text{Si}-\text{O}-\text{Fe}^{3+}$ (хотя о зависимости интенсивности этой полосы от содержания Fe^{3+} в амфиболе приведены в тексте противоречивые выводы). Уменьшение числа полос в области $\nu = 900-1100 \text{ см}^{-1}$ Е. Г. Куковский и А. Л. Литвин связывают с замещением Si^{4+} на Al^{3+} , а также с сильной рассеивающей способностью Fe^{3+} . Предполагается и влияние беспорядочного размещения этого катиона по октаэдрическим позициям. Отмечена разная зависимость деформационных колебаний амфиболовой ленты от Fe^{3+} — для случаев различного замещения тетраэдрической позиции алюминием. В целом утверждается особая «роль Fe^{3+} в воздействии на энергетику взаимных связей катионов в структуре через кислородные атомы» (Куковский, Литвин, 1970, с. 85). Нам представляется, что этот вывод недостаточно обоснован.

В сводке Л. Г. Кузнецовой и Э. А. Липатовой (1973) рассмотрены ИК-спектры 34 различных амфиболов, в основном роговых обманок. По особенностям поглощения в области $\nu = 600-800 \text{ см}^{-1}$ авторы выделяют группы амфиболов со сходными ИК-спектрами. В различные группы попадают эденит-гасингситы и феррогасингсит-паргаситы. Полоса с $\nu = 750-757 \text{ см}^{-1}$ является общей для всех изученных групп амфиболов. Ее интенсивность уменьшается с увеличением содержания Al в тетраэдрической позиции. Из этого факта авторы делают вывод о том, что полоса при 750 см^{-1} может быть соотнесена с симметричным валентным колебанием $\nu_s(\text{Si}-\text{O}-\text{Si}(\text{Al}))$. Диапазон изменения Al^{IV} достаточно велик (1,2—2,0), а приведенный график свидетельствует о выполнении этой закономерности для амфиболов различных месторождений (рис. 38, а).

В этой работе также показано, что различные по составу амфиболы могут обладать близкими, почти идентичными ИК-спектрами. В генетическом плане изученные группы амфиболов не выявили различий по ИК-спектрам — разделить амфиболы из гранитоидов и метаморфизованных изверженных пород не удалось.

ИК-спектры 22 образцов амфиболов, отнесенных к сериям антофиллит-жедритов, куммингтонит-грюнеритов, тремолит-актинолитов и роговым обманкам, изучали А. В. Барабанов и др. (1974). Авторы отметили смещение максимумов нескольких полос поглощения в зависимости от соотношения Fe^{2+} и Mg^{2+} в структуре куммингтонита. Полоса поглощения с максимумом при 900 см^{-1} отнесена к колебаниям связи $Si-O-Mg$, так как отмечено уменьшение ее интенсивности с понижением общего содержания Mg . Аналогичным образом сделан вывод о природе полос поглощения с максимумом при 533 см^{-1} : ее относят к колебаниям связи $Si-O-Fe^{2+}$, а также при 456 см^{-1} — $Si-O-Mg$. Однако следует заметить, что, судя по приведенным в работе ИК-спектрам, нет корреляции между интенсивностями полос с максимумами при 900 и 456 см^{-1} , хотя обе отнесены к колебаниям связи $Si-O-Mg$. Сдвиг частоты полосы поглощения в области $630-650\text{ см}^{-1}$ А. В. Барабанов и другие (1974) предлагают использовать для определения содержания FeO в куммингтонитах. При изменении содержания FeO в изученных ими образцах в диапазоне $23-43\text{ вес.}\%$ частота линейно изменяется в пределах $632-649\text{ см}^{-1}$ ($\Delta\nu = 17\text{ см}^{-1}$) (рис. 38, б). К сожалению, авторы не затрагивают вопроса о воспроизводимости характеристик ИК-спектров. Следует также отметить, что приводимые в работе условия съемки ИК-спектров не могут обеспечить измерение волновых чисел с используемой авторами точностью (менее $\pm 1\text{ см}^{-1}$).

В этой же работе был изучен куммингтонит с повышенным содержанием марганца ($5,34\text{ вес.}\%$ MnO). Его ИК-спектр не отличается от таковых для остальных куммингтонитов.

Спектры антофиллитов близки по общему виду к ИК-спектрам куммингтонитов. Здесь авторы также находят под-

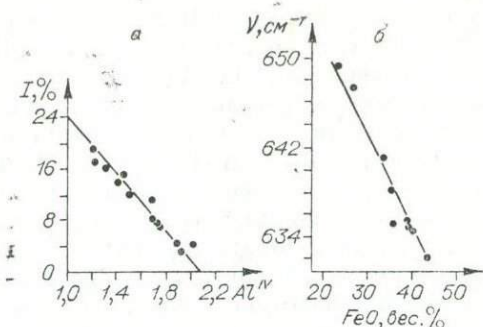


Рис. 38. Взаимосвязь характеристик инфракрасных спектров и состава амфиболов. а — зависимость интенсивности высокочастотной ветви полосы поглощения в области $700-800\text{ см}^{-1}$ от количества Al^{IV} (Кузнецова, Липатова, 1973); б — зависимость частоты колебания полосы $630-650\text{ см}^{-1}$ от содержания FeO в амфиболах серии куммингтонит — грюнерит (Барабанов и др., 1974).

тверждение влияния Mg на полосы поглощения в области 440—520 см⁻¹: полоса с максимумом 465 см⁻¹ отнесена к колебаниям связи Si—O—Mg. Отметим, что диффузность полос поглощения в роговых обманках авторы объясняют замещением кремния в тетраэдрах алюминием.

Подведем итог краткому обзору доступных нам работ по ИК-спектрам амфиболов в области колебаний амфиболовой ленты (и частично валентных колебаний Me—O). Обращает на себя внимание противоречивость в интерпретации полос поглощения одной группы минералов — амфиболов. Например, полоса с максимумом поглощения при 750 см⁻¹ соотносится с колебаниями таких различных связей, как Si—O—Fe³⁺ (Куковский, Литвин, 1970) и Si—O—Al (Кузнецова, Липатова, 1973). Полоса с частотой 680—690 см⁻¹ также соотносится по-разному: с колебаниями связи Al^{IV}—O (Куковский, Литвин, 1970) и с Fe—O в позиции M₄ (Барабанов и др., 1974). Заметим, что и другие закономерности отмечены только в одном ряду составов, не подтверждаясь при исследовании других изоморфных серий. Наконец, есть структуры амфиболов, изменение в составе которых влечет за собой изменение характера спектра либо по частоте полос, либо по их интенсивности (куминтонит-грюнерит (Барабанов и др., 1974), эденит-гастингсит (Кузнецова, Липатова, 1973)). В то же время отмечались группы амфиболов, ИК-спектры которых при используемых методиках не фиксируют ни изменения состава, ни генетических особенностей (тремолит-актинолиты, роговые обманки (Барабанов и др., 1974; Кузнецова, Липатова, 1973)).

Можно предположить, что указанные противоречия в работах связаны либо с необходимостью иной интерпретации полос поглощения, учетом значительно большего влияния конкретной структуры амфибола на колебания лент (Si₄O₁₁)_∞, либо с учетом сложности картины изоморфных замещений в амфиболах.

Значительно больше работ посвящено изучению вопроса катионной упорядоченности в амфиболах по данным ИК-спектроскопии в области валентных колебаний ОН-групп (Strens, 1974).

После появления работы Р. Барнса и Дж. Стренса (Burns, Strens, 1966) стало ясно, что спектроскопические исследования гидроксильных групп в амфиболах (и других силикатах) могут дать информацию о различной упорядоченности октаэдрических катионов по неэквивалентным структурным позициям. Это связано с тем, что изменения частоты полос валентных колебаний связи О—Н определяются в основном природой связи Me—ОН. Поэтому мультиплетность полосы в области 3600—3700 см⁻¹ связана со степенью упорядоченности катионов — большее число полос при близком химическом составе говорит о большей разупорядоченности катионов в структуре.

В задачу настоящей работы не входит детальный обзор довольно многочисленных работ по исследованию катионной упорядоченности методами ИК-спектроскопии. Отметим только два важных, на наш взгляд, момента. Метод применим к амфиболам, анионная группа которых в структурной формуле представлена только гидроксилем — $(OH)_2$. Между тем расчеты реальных структур показывают, что в этой группе могут занимать значительное место фтор и кислород. Очевидно, в этом случае необходимы дополнительные гипотезы для определения катионной заселенности позиции. Кроме того, в самом методе расчета заселенности октаэдрических позиций по ИК-спектрам, предложенном Р. Барнсом и Дж. Стренсом (Burns, Strens, 1966), существуют некоторые противоречия (Лапидес, Валетов, 1975, 1976). В силу того, что полученные индивидуальные полосы поглощения имеют разную полуширину, расчет катионной упорядоченности следовало бы основывать на величинах интегральной интенсивности. Однако подобная схема приводит к физически нереальным результатам (Никитина и др., 1973; Лапидес, Валетов, 1975, 1976; и др.). Причина этого противоречия неясна.

Отметим, что распределение катионов по неэквивалентным структурным позициям поддается термодинамическому анализу (Mueller, 1960) и может служить основой для геотермометра (Ghose, Hafner, 1967; Перчук, 1967). Поэтому при рассмотрении изоморфизма рядов амфиболов необходимо учитывать генетический фактор. Пример влияния условий образования амфиболов на структурное распределение катионов рассмотрим ниже.

МЕТОДИКА РЕГИСТРАЦИИ ИК-СПЕКТРОВ

Для регистрации ИК-спектров использовали амфиболы максимально возможной чистоты, отобранные из фракции 0,1—0,3 мм под микроскопом. В области 400—800 cm^{-1} применяли навеску 2 мг, в области 800—1200 cm^{-1} — 1 мг. Это количество амфибола растирали в агатовой ступке сначала в нескольких каплях этилового спирта, а затем вместе с 400 мг предварительно подготовленного бромистого калия. Использовался КВг марки ос. ч., растертый до размеров не более 5 мк и прогретый в вакууме при $\sim 180^\circ C$ в течение 2—3 сут. Амфибол, растертый вместе с КВг, так же как и чистый КВг для сравнения, прессовали в вакуумной пресс-форме под давлением 10—12 тыс. kg/cm^2 . Размеры получающейся прямоугольной таблетки — 32 × 7 мм. ИК-спектры регистрировали на двухлучевом спектрофотометре UR-20 (ГДР). Условия съемки: щелевая программа — 3,5; скорость сканирования — 25 $cm^{-1}/мин$; усиление — 7,5; постоянная времени — 2; про-

пускание 0...100% — 16; масштаб записи — 10 мм/100 см⁻¹. Вне полос поглощения (при 1400 см⁻¹) устанавливалось пропускание 90%. При этих условиях почти всегда полностью выписывался профиль слабых и самых интенсивных полос.

ИК-спектры в области 1500—1700 и 3500—3800 см⁻¹ регистрировали с использованием навески амфибола в 20 мг. Образец смачивали химически чистым и осушенным изопропиловым спиртом, растирали в течение 45 мин до полного испарения спирта, (Tuddenham, Lyon, 1960). Растертый амфибол смешивали с KBr (400 мг) и прессовали при температуре 105°C в вакууме. Эти области спектра регистрировали при скорости сканирования 10 см⁻¹/мин и масштабе записи — 40 мм/100 см⁻¹. Для записи частот в полосе 3500—3800 см⁻¹ использовалась призма LiF. Пропускание вне полос для области 1500—1700 см⁻¹ составляло 70—90%, для области 3500—3800 см⁻¹ — 35—50%.

Приготовление образцов на воздухе с использованием изопропилового спирта приводило к таким же результатам, как и приготовление в боксе, осушенном P₂O₅, в токе азота и в ацетоне (Никитина и др., 1973).

Для эталонирования шкалы длин волн применяли полистирол и инден.

Особого внимания заслуживает вопрос об уровне воспроизводимости характеристик ИК-спектров, который в работах, посвященных ИК-спектрам амфиболов, почти не рассматривается. Естественно требование выполнять ИК-спектральный анализ из тех же навесок, из которых выполнялись и химические анализы. Однако следует учитывать, что малые навески, применяемые для регистрации ИК-спектров, могут отражать и локальный состав и свойства минералов, усредняемые в навесках для химического анализа. Кроме того, процедура приготовления образцов для ИК-анализа не может быть в настоящее время стандартизована полностью. (К примеру, время растирания — параметр достаточно неопределенный, не отражающий свойств образца и усилий аналитика.) Поэтому даже вследствие этих причин неизбежен определенный разброс параметров спектра. Проведенная работа показывала, что частотные характеристики пиков воспроизводятся с точностью ± 2 см⁻¹. Однако положение «плеча» на склоне полосы поглощения может быть зафиксировано со значительно меньшей точностью, зависящей от вида спектра. В целом частотный набор характеристик полос поглощения ИК-спектра воспроизводится удовлетворительно, если не считать некоторой неопределенности в регистрации широких, «тупых» полос. Воспроизводимость интенсивности различна для разных полос, но в среднем может быть принята величина $\pm 10\%$. Вопрос этот требует специального детального изучения. Аналогично обстоит дело и с таким параметром полосы поглощения, как полуширина ($\Delta 1/2$). При условии сохранения частотных характеристик

индивидуальных полос поглощения профиль суммарной полосы, а следовательно, и ее полуширина будут зависеть только от соотношения интенсивностей компонентов. Поэтому степень воспроизводимости полуширины полосы в определенной мере отражает колебание интенсивности индивидуальных полос. Теоретические же модели позволяют разлагать суммарную полосу на индивидуальные компоненты только для области валентных колебаний гидроксила. В то же время нет достаточно разработанной модели для областей колебаний 400—1200 см⁻¹ (колебания кремнекислородного каркаса и Me—O), что затрудняет и анализ воспроизводимости полос в этой области спектра.

ИК-СПЕКТРЫ РИБЕКИТОВ

В спектрах рибекитов в области колебаний с частотами 400—1200 см⁻¹ (рис. 39) можно выделить, как и в спектрах других амфиболов, три группы полос: в областях 400—600, 600—800 и 800—1200 см⁻¹.

Полоса в области $\nu = 400\text{--}600$ см⁻¹ является результатом суперпозиции не менее трех индивидуальных полос, максимумы которых близки к частотам 455, 500 и 545 см⁻¹. Кроме того, на распределение интенсивностей в этой полосе влияет поглощение с волновым числом менее 400 см⁻¹. Для изученных рибекитов характерно хорошее разрешение этой полосы. В большинстве случаев фиксируется также плечо при 405—407 см⁻¹, сдвигающееся для магнезиорибекита (обр. 112/4) к частоте 420 см⁻¹ (рис. 39, табл. 15). Из составляющих полосы наиболее интенсивен пик поглощения при 455—460 см⁻¹, практически равный пику поглощения в основной полосе при 980 см⁻¹. Менее интенсивен пик при 495—500 см⁻¹ (примерно на 20%), для некоторых образцов превращающийся в плечо. Наибольшей локальной интенсивностью * этого пика в полосе обладает магнезиорибекит 112/4, причем частота его сдвигается к 515 см⁻¹. Еще менее интенсивен пик 535—545 см⁻¹. Его локальная интенсивность в полосе выше, чем для пика при 500 см⁻¹, но воспроизводимость в пределах 3—5% поглощения. Наименьшая интенсивность этого пика у обр. 112/4.

Каких-либо значимых изменений в общей или локальной интенсивности пиков поглощения этой полосы в зависимости от химического состава не обнаружено. Отметим только комплекс отличий характеристик полосы у железистых и магнезиального рибекитов — сдвиг частоты на 15 см⁻¹ и усиление интенсивности этого пика у образца 112/4. Таким образом, для изученных нами амфиболов не подтверждается закономерность, отмеченная в работе А. В. Барабанова и других (1974):

* Под локальной интенсивностью мы понимаем превышение пика в данной конфигурации кривой поглощения.

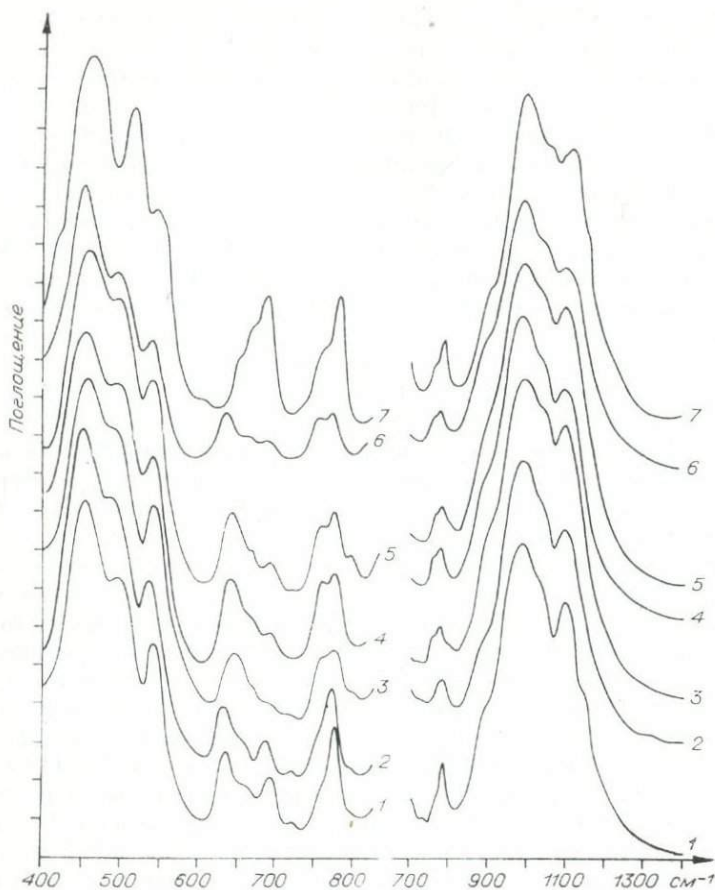


Рис. 39. ИК-спектры рибекитов.

1 — характерный спектр; 2 — обр. СШБ-1261; 3 — обр. 5-29-М; 4 — обр. ХАР-965; 5 — обр. СШБ-1361; 6 — обр. ОВ-243; 7 — обр. 112/4.

несмотря на изменение содержания магния в структурной формуле от 0 до 3,2 ат. ед. пик при 460 см^{-1} не изменяется.

Рассмотрим комплекс полос поглощения в диапазоне $600\text{—}800\text{ см}^{-1}$, состоящий по меньшей мере из 6 индивидуальных пиков. Общая интенсивность этого комплекса значительно ниже интенсивности двух других главных полос в ИК-спектре амфиболов (см. табл. 15). Пик при $635\text{—}640\text{ см}^{-1}$ (у большинства рибекитов) сдвигается до 645 см^{-1} у Mn-содержащего рибекита 5-29М и до 650 см^{-1} у Mg-рибекита (обр. 112/4). При этом у образца 5-29М происходит уширение полосы, а у магнизио-рибекита — сильное уменьшение его интенсивности по сравнению с другими пиками. Какого-либо монотонного изменения частоты этой полосы с изменением химических параметров ри-

бекитов не обнаружено. В то же время ее интенсивность явно зависит от количества катионов ($X + A$) (рис. 40, *a*). На высокочастотном крыле полосы 640 см^{-1} регистрируется плечо, ширина которого (до 20 см^{-1}) позволяет предположить существование двух индивидуальных полос примерно равной интенсивности. Для Mg-рибекита интенсивности их выше, чем у пика 650 см^{-1} . С этой же группой перекрывается полоса при 690 см^{-1} . Ее частота также практически неизменна, а зависимость интенсивности от ($X + A$) такая же, как у полосы с $\nu = 635 \text{ см}^{-1}$ (рис. 40, *б*). Малая интенсивность пика при 650 см^{-1} ($\sim 1,3$) и большая ($3,3$) при 690 см^{-1} у магнезиорибекита выпадают из данных зависимостей.

Связать эти две полосы поглощения в ИК-спектрах рибекитов с каким-то определенным видом колебаний невозможно. Однако несомненно, что они квазихарактеристичны. Больше оснований считать их отражающими вид и количество двухвалентных ионов в октаэдрической координации. К этому вопросу мы вернемся при обсуждении катионной упорядоченности в рибекитах.

У большинства образцов зафиксирован очень слабый пик при 725 см^{-1} (см. табл. 15). Далее идет комплекс полос в диапазоне $730\text{--}800 \text{ см}^{-1}$. Число пиков в этой полосе доходит до трех (обр. СШБ-1361), но у большинства рибекитов регистрируется 1—2 пика. Наиболее интенсивен пик при 775 см^{-1} (у обр. 112/4 при 785 см^{-1}). Пик при 795 см^{-1} (СШБ-1361) у некоторых образцов (1а — 9а, СШБ-1261) уменьшает свою интенсивность до слабозаметного плеча у основания сильной полосы, а у большинства рибекитов незаметен. Рибекит СШБ-1361 существенно отличается от остальных только увеличенным содержанием магния, но связать пик 795 см^{-1} с Mg не представляется логичным, так как у Mg-рибекита он не наблюдается.

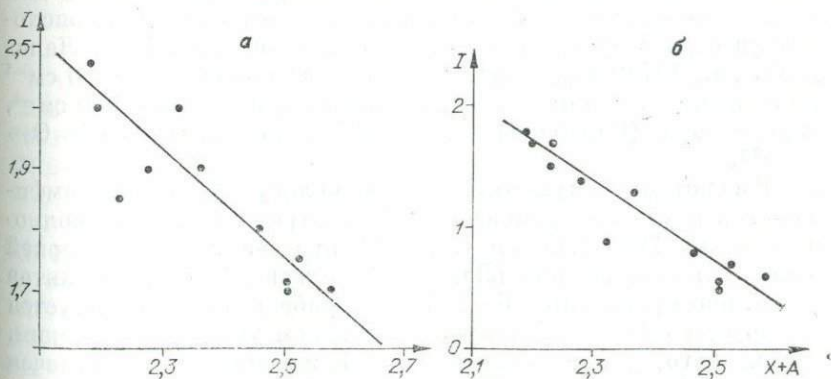


Рис. 40. Зависимость интенсивности полос поглощения в ИК-спектрах рибекитов от количества ($X + A$)-катионов (*a* — полосы 635 см^{-1} , *б* — полосы 690 см^{-1}).

Характеристика ИК-спектров цо

Номер образца	Область деформационных колебаний ленты (Si ₄ O ₁₁) _∞ и валентных колебаний Me—O			
3а	407п	457(88),	500(70),	543(52)
5а	407п	455(86),	497(65),	542(48)
6а	407п	462(87),	500(74),	545(57)
8а	407п	458(87),	500(75),	545(58)
9а		455(85),	497(68),	544(50)
11	407п?	455,	500,	545
СШБ-1261	—	455(85),	495(69),	540(48)
СШБ-1359	—	455(87),	500(71),	543(52)
СШБ-1361	—	460(88),	497(60),	543(55)
СШД-1267		457(83),	495(66),	542(46)
ХАР-965	407п?	458(87),	495(74),	537(55)
ДБ-701	405п	455(78),	500(67),	540(36)
ОВ-243	—	455(84),	497(67),	543(57)
ОВ-244	—	453(83),	500(64),	535(56)
5-29М	—	460(88),	490(76),	545(56)
112/4	420п	460(94),	517(80),	545(55), 605п

При 760 см⁻¹ регистрируется пик с изменяющейся для разных рибекитов интенсивностью — от слабозаметного плеча у образцов 3а — 9а, 11, СШБ-1261, СШБ-1359, 112/4 до пика, по интенсивности лишь немного уступающего основному при 775 см⁻¹ (обр. ХАР-965, ОВ-243, 5-29М). Сравнение химических анализов показывает, что интенсивность этого пика коррелирует с содержанием Fe²⁺. Однако отметим, что при прогревании рибекита 5а до 400° (температуры, достаточной для частичного окисления железа, но при которой еще не происходит распада структуры амфибола (Hodgson e. a., 1965; Липидес и др., 1970)) вид спектра в интервале частот 400—1200 см⁻¹ не изменился. Это относится, в частности, и к полосе 640 см⁻¹, соотносенной (Барабанов и др., 1974) с колебаниями Si—O—Fe²⁺.

Рассмотрим самую интенсивную полосу поглощения амфиболов в изученном диапазоне ИК-спектра — в области волновых чисел 900—1200 см⁻¹. Из 11 предсказываемых теорией полос для этой области (Лазарев, Тенишева, 1962) у рибекитов отчетливо проявляется 6—9. У всех рибекитов регистрируется плечо при ~900 см⁻¹ примерно на одном уровне поглощения. Кроме того, у Mg-рибекита на этой же ветви четко отмечен очень слабый пик при 907 см⁻¹. Наибольшее поглощение наблюдается у широкого пика при 970—990 см⁻¹. На его высокочастотной ветви почти у всех рибекитов регистрируется одно

Таблица 15

поглощения рибекитов (400—1200 см⁻¹)*

Область колебания амфиболовой ленты						
ν _s SiOSi						
635(23),	657п,	670п,	692(19),	725(4),	760п,	777(48), 795п
635(21),	660п,		690(14),	722п,	760п,	775(25)
637(23),	660п,		692(17),	722п,	760п,	775(34)
635(25),	660п,		692(18),	722(2),	760п,	775(36)
635(20),	660п,	668п,	692(15),	723(2),	760п,	775(30)
635,	660п,		690,	725,	760п,	775
635(18),	660п,		690(8),	725(1,5),	760п,	775(25)
637(21),	670п,		692(13),	725(1),	760п,	775(28),
642(23),	668п,		692(8),	722п,	760(18),	775(20), 797(9)
640(19),	668п,		690(8),	720?,	760(18),	773(18)
642(23),	670п,		690(9),		760(22),	775(24)
638(14),	660п,		690(6),	722п,	750(7),	775(12)
638(18),	660п,	668(9),	692(7),	722п,	758(17),	775(19)
638(17),	660п,	670п,	692(6),		757(14),	772(16)
647(17),	668п,		692(5),	720п,	760(2),	775(18)
652(16),	675(26),		690(32),		765(2),	782(34)

Окончание табл. 15

Номер образца	Область колебания амфиболовой ленты			
	ν _{as} SiOSi, ν _{as} O—SiO ⁻ , ν _s O—SiO ⁻			
3а	Δ1/2 215,	900п,	995(67),	1045п, 1100(54), 1140п
5а	Δ1/2 238,	900п,	995(82),	1020п, 1100(66), 1140п
6а	Δ1/2 230,	900п,	990(79),	1040п, 1100(64), 1140п
8а	Δ1/2 225,	900п,	990(79),	1100(63), 1140п
9а	Δ1/2 208,	900п,	995(72),	1020п, 1100(52), 1140п
11	Δ1/2 215,	900п,	985(80),	1020п, 1095(60), 1135п
СШБ-1261	Δ1/2 210,	900п,	985(74),	1100(56), 1140п
СШБ-1359	Δ1/2 256,	900п,	990(80),	1030п, 1100(63), 1140п
СШБ-1361	Δ1/2 265,	900п,	985(82),	1020п?, 1090(71),
СШД-1267	Δ1/2 238,	900п,	980(70),	1020п, 1095(50),
ХАР-965	Δ1/2 250,	900п,	985(79),	1020п, 1090(60),
ДБ-701	Δ1/2 245,	900п,	978(82),	1030п, 1090(67), 1140п?
ОВ-243	Δ1/2 250,	900п,	980(69),	1030п, 1090(52),
ОВ-244	Δ1/2 255,	900п,	980(74),	1030п, 1090(57),
5-29М	Δ1/2 260,	920п,	985(83),	1030п, 1095(70),
112/4	Δ1/2 210,	900п,	910п,	985(84), 1055п, 1090п, 1105(70), 1170п,

Примечание. Здесь и в следующих таблицах область 400—800 см⁻¹ регистрировалась из навески амфибола 2 мг, а область 900—1200 см⁻¹ — из навески 1 мг. В скобках — величины интенсивности поглощения (в %).

плечо ($\sim 1050 \text{ см}^{-1}$), а у некоторых образцов — два (1010 — 1030 и 1050 см^{-1}). Характерная деталь спектра — пик при 1100 см^{-1} с высокой локальной интенсивностью (8—10% поглощения). Воспроизводимость соотношения интенсивности невысока, но разрешенность этого пика регистрируется всегда. Общая его интенсивность несколько уступает пику при 980 см^{-1} . У большинства рибекитов регистрируется также плечо при 1140 см^{-1} .

Спектр Mg-рибекита отличается от спектров Fe-рибекитов. Пик при 990 см^{-1} значительно уже, а на его высокочастотной ветви четко проявляется плечо при 1020 см^{-1} . При 1055 см^{-1} виден пик с небольшой локальной интенсивностью (1—1,5% поглощения). Более интенсивен пик при 1105 см^{-1} , на низкочастотном крыле которого видно плечо при 1090 см^{-1} , а на высокочастотном — два плеча (1140 и 1160 см^{-1}). Таким образом, Mg-рибекит, отличающийся от исследованных Fe-рибекитов только соотношением железа и магния, обладает иными характеристиками полосы 900 — 1200 см^{-1} , обычно связываемой с заселенностью тетраэдров (Куковский, Литвин, 1970).

Интенсивность полосы при 900 — 1200 см^{-1} не выявляет зависимости от состава. Смещается частота интенсивного компонента полосы от 995 до 975 см^{-1} с увеличением ($X + A$)-катионов до 2,6 (рис. 41, а). Это уменьшение частоты позволяет предположить влияние Al в четверной координации. Вид зависимости (рис. 41, б) указывает на одинаковый характер изменения частоты от количества как ($X + A$)-катионов, так и Al^{IV} . Эти факты свидетельствуют о существовании в рибекитах изоморфизма типа $\text{Na} + \text{Al}^{\text{IV}} \rightleftharpoons \text{Si}$ (рис. 42). Таким образом, можно говорить о квазихарактеристичности основной полосы поглощения в ИК-спектрах рибекитов, обусловленной валентным колебанием $\text{Si}-\text{O}-\text{Al}^{\text{IV}}$.

Полуширина основной полосы имеет тенденцию к увеличению с ростом значения $X + A$ (рис. 43).

Кратко рассмотрим полосы поглощения рибекитов в областях 1600 — 1700 и 3500 — 3700 см^{-1} . В первой из них проявляются деформационные колебания воды и, возможно, одно из колебаний оксония — H_3O^+ . Большинство спектров рибекитов имеет двойную полосу с максимумами поглощения при 1620 — 1630 и 1640 — 1645 см^{-1} . Полосы исчезают у прогретых минералов. Полученные спектры свидетельствуют о существовании молекулярной воды в структуре рибекита и не отвергают гипотезу о наличии оксония (Лапидес и др., 1970). Однако для однозначных выводов необходимы специальные эксперименты. Спектры в области валентных колебаний гидроксила у всех Fe-рибекитов близки. Наблюдается одна интенсивная полоса при $\sim 3600 \text{ см}^{-1}$, на низкочастотном крыле которой иногда фиксируется плечо при 3580 см^{-1} . Значительно слабее пик при 3630 см^{-1} , а при 3650 — 3660 см^{-1} регистрируется самый слабый

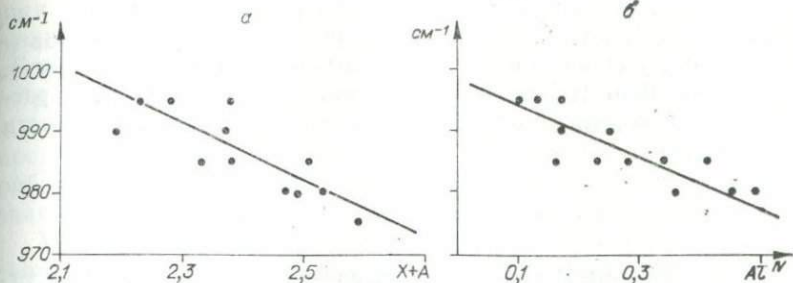


Рис. 41. Зависимость частоты основной полосы в спектре рибекитов от количества $(X + A)$ -катионов (а) и Al^{IV} (б).

Рис. 42. Зависимость кремния от суммы тетраэдрического алюминия с натрием для рибекитов.

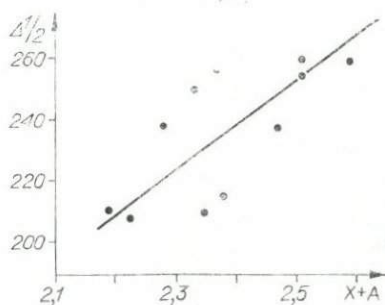
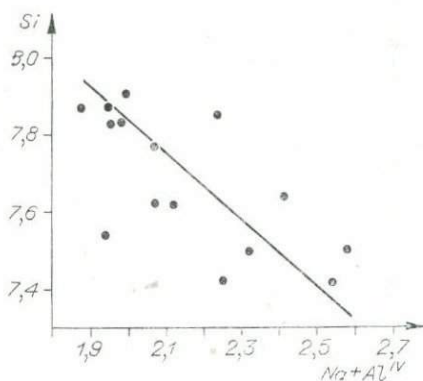


Рис. 43. Зависимость полуширины основной полосы ($\Delta_{1/2}$) в ИК-спектрах рибекитов от количества $(X + A)$ -катионов.

пик. Mg-рибекит (обр. 112/4) имеет самый интенсивный пик при 3650 см^{-1} , на низкочастотном крыле которого проявляются два пика уменьшающейся интенсивности (3640 и 3620 см^{-1}). Более подробно ИК-спектры в области $3500\text{—}3700 \text{ см}^{-1}$ рассмотрены в разделе, посвященном катионной упорядоченности в амфиболах.

ИК-СПЕКТРЫ АРФВЕДСОНИТОВ

Характер ИК-спектров арфведсонитов в основном такой же, как и рибекитов (рис. 44, табл. 16). Полоса в области частот $400\text{—}600 \text{ см}^{-1}$ состоит по крайней мере из трех интенсивных перекрывающихся полос. Однако в отличие от рибекитов

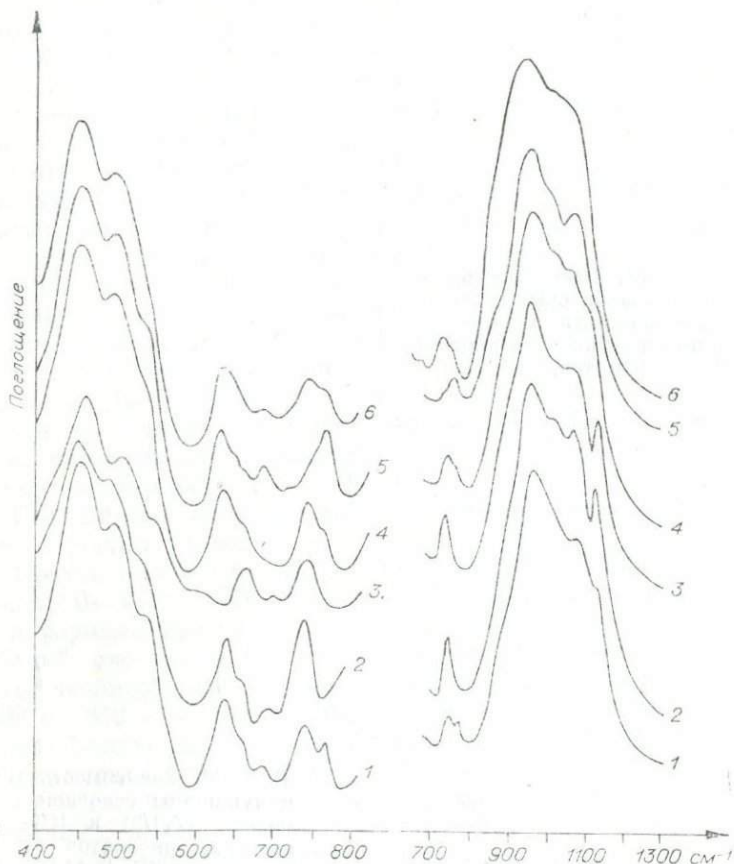


Рис. 44. ИК-спектры арфведсонитов и Са-катафоритов. Арфведсониты: 1 — обр. ХБ-1801, 2 — характерный спектр, 3 — обр. СК-20/10; Са-катафориты: 4, 5 — характерные спектры образцов первой и второй групп соответственно; 6 — обр. БУ-883.

разрешение их невелико. В виде плеча или пика на пределе разрешения («седло» между пиками минимально) регистрируется компонент полосы при $490-500\text{ см}^{-1}$, у Mg-арфведсонита (обр. СК-20/10) — при 510 см^{-1} . Третий компонент полосы либо несколько изменяет наклон высокочастотной ветви, либо проявляется в виде плеча при $520-530\text{ см}^{-1}$. Это отличие от рибекитов может служить определенным диагностическим признаком.

Меньшее количество полос наблюдается в спектре арфведсонитов в области $600-800\text{ см}^{-1}$. Полоса, регистрируемая у рибекитов при $635-640\text{ см}^{-1}$, сдвигается до $645-650\text{ см}^{-1}$ (у магниезальных членов — с 650 до 670 см^{-1}). Можно предположить наложение на высокочастотную ветвь этой полосы двух компонентов, один из которых регистрируется в виде четкого плеча при 665 см^{-1} . У арфведсонитов отсутствует полоса при 690 см^{-1} , характерная для рибекитов, однако регистрируется очень слабый пик при 700 см^{-1} . Наблюдается сравнимый по интенсивности с пиком при 650 см^{-1} пик при $745-750\text{ см}^{-1}$, на высокочастотной ветви которого в некоторых образцах фиксируется плечо при 770 см^{-1} , а в арфведсонитах ХБ-1821, ХБ-1801 плечо переходит в разрешенный пик. Соотнести эти особенности спектра с составом не удается.

Основная полоса в области частот $800-1200\text{ см}^{-1}$ состоит из 5—7 различных компонентов. Как и у рибекитов, спектры арфведсонитов имеют плечо на склоне полосы при $\sim 900\text{ см}^{-1}$. Самый интенсивный компонент полосы имеет максимум поглощения при 970 см^{-1} . На ее высокочастотной ветви в некоторых образцах можно зарегистрировать 1—2 плеча ($990, 1020-1030\text{ см}^{-1}$). Несколько менее интенсивен, чем пик при 970 см^{-1} (на 5—10% пропускания), пик при 1080 см^{-1} , различного внешне аналога которому на спектрах рибекитов нет. Последний четко регистрируемый пик этой полосы — компонент при $1130-1135\text{ см}^{-1}$, очевидно, аналог плеча при 1140 см^{-1} в спектре рибекитов. Его локальная интенсивность достаточно высока и может также служить диагностическим целям.

Спектр Mg-арфведсонита (обр. СК-20/10) отличается от спектров железистых разностей как по набору частот, так и по соотношению интенсивностей компонентов. Самый интенсивный пик — при 973 см^{-1} — значительно более узкий, чем у Fe-разностей. На низкочастотном склоне различимы два плеча (900 и 940 см^{-1}), а на высокочастотном — плечо при 1050 (?). На пределе разрешения почти в виде плеча регистрируется пик при 1080 см^{-1} , значительно менее интенсивный, чем у Fe-арфведсонитов. Аналогом пика при 1140 см^{-1} у железистых разностей является пик при 1145 см^{-1} . Таким образом, как и в случае Fe- и Mg-рибекитов, для Mg- и Fe- арфведсонитов наблюдается различие в области спектра, обсуждаемой в литературе в связи с заполнением тетраэдрических позиций.

Характеристика ИК-спектров поглощения

арфведсонитов ($400-1200 \text{ см}^{-1}$)

Номер образца	Область деформационных колебаний ленты (Si_4O_{11}) $_{\infty}$ и валентных колебаний Me—O			
ХБ-856/7	420п,	455(86),	495(74),	525п
ХБ-856/13		455(86),	495(75),	525п
ХБ-898	420п,	455(86),	495(75),	525п
ХБ-900	420п,	455(76),	492(64),	525п
ХБ-903	420п,	452(83),	490(72),	525п
ХБ-904	420п,	452(81),	490(65),	525п
ХБ-909	425п,	455(76),	490(63),	525п
ХБ-911	420п,	450,	490,	525п
ХБ-1050	425п,	455,	400,	525п
ХБ-1051	420п,	455(82),	495(73),	530п
ХБ-1053	420п,	460,	495,	535п
ХБ-1054	425п,	457(84),	490(70),	525п
ХБ-1056	420п,	462(84),	490(72),	530п
ХБ-1110	420п,	452(80),	495(65),	525п
ХБ-1250	420п,	457(84),	495(73),	530п
ХБ-1428/11	420п,	455,	490,	525п
ХБ-1791/10	420п,	450,	490,	525п
ХБ-1792	420п,	450,	486,	525п
ХБ-1797	420п,	450,	490,	530п
ХБ-1798	420п,	450,	490,	525п
ХБ-1800	420п,	460(86),	505(72)	
ХБ-1801	410п,	455(85),	500(70),	530п
ХБ-1804	420п,	450,	490,	520п
ХБ-1809	420п,	452(90),	500(76),	525п
ХБ-1811	420п,	452(74),	490(63),	525п
ХБ-1812	420п,	450,460п,	490,	530п
ХБ-1815	420п,	452(76),	485(63),	525п
ХБ-1820		455,	490,	535п
ХБ-1821		455,	490,	540п
ХБ-1824	420п,	455,	490,	530п
ХБ-1825	410п,	455,	480,	540
ХБ-1826	420п,	455,	490,	525п
ХБ-1827		450,	490,	530
СК-20/10	420п,	465(98),	510(88),	600п
ХБ-856/5	420п?,	455(84),	495(70),	530п
ХБ-1059/6	425п,	455(84),	495(68),	525п
ХБ-1253	425п,	455(84),	500(67),	530п
БУ-552	420п,	457(94),	495(82),	525п
ЧМ-247	425п?,	455(80),	495(64)	

Область колебания амфиболовой ленты

ν_{SiOSi}			
650(24),	667(16),	700(4),	745(28)
650(25),	665п,	700(4),	747(25)
647(25),	665п,	700(4),	750(26)
645(21),	667п,	702(3),	745(20)
647(25),	660(13),	697(4),	747(25)
645(24),	665п,	697(4),	745(26)
645(20),	665п,	700(2),	747(21)
645,	665п,	698,	745
645,	660п,	700,	745
645(26),	665п,	700(4),	750(25), 765п
650,	670п,	705,	750
647(19),	667(8),	700(4),	747(22)
645(20),	665п,	700п,	747(17)
645(21),	667(11),	697(2),	745(24)
650(20),	667п,		747(24)
645,	665п,	700,	745
645,	665п,	705,	745
645,	665п,	700,	745
645,	665п,	695,	745
645,	665п,	695,	745
645(26),	665п,	695п,	745(27)
643(23),	660п,	690(5),	747(16), 772(11)
645,	660п,	695,	740
645(28),	667п,	695(6),	742(29)
647(23),	667(11),	697(4),	745(27)
645,	665,	695,	745
645(12),	665(10),	697(4),	745(26)
645,	660п,	705,	745
645,	665п,		745
645,	665п,	700,	745
645,	665п,	705,	745
645(20),	665п,	700(2),	740(15),
645,	665п,	700,	745
	670(37),	700(9),	747(40)
645(26),	655п,	700(3),	745(28)
645(26),	665(13),	697(3),	747(30)
645(24),	665п,	690(2),	745(26)
642(33),	660п,	745(28),	770п
642(21),	660(14),	742(20),	770п

Номер образца	Область колебания амфиболовой ленты					
	$\nu_{as} \text{SiOSi}, \nu_{as} \text{O}^- \text{SiO}^-, \nu_s \text{O}^- \text{SiO}^-$					
1						
ХБ-856/7	$\Delta 1/2$	255,	910п	975(84),	1030(74),	1080(72), 1140(56)
ХБ-856/13	$\Delta 1/2$	260,	905п,	973(83),	1010п,	1080(70), 1137(55)
ХБ-898	$\Delta 1/2$	250,	910п,	975(78),	1020(68),	1080(66), 1135(51)
ХБ-900	$\Delta 1/2$	250,	905п,	970(82),	1020(71),	1080(66), 1130(52)
ХБ-903	$\Delta 1/2$	255,	910п,	970(80),	1020(66),	1080(62), 1135(48)
ХБ-904	$\Delta 1/2$	250,	910п,	973(78),	1020(64),	1080(61) 1135(48)
ХБ-909			907п,	968,	1018п,	1080, 1130
ХБ-911	$\Delta 1/2$	260,	910п,	980(85),	1015(73),	1080(70), 1137(57)
ХБ-1050	$\Delta 1/2$	250,	910п,	970(82),	1023(72),	1080(70), 1135(55)
ХБ-1051	$\Delta 1/2$	248,	910п,	975(80),	1030(68),	1080(63), 1133(50)
ХБ-1053	$\Delta 1/2$	250,	910п,	975(84),	1025(73),	1080(70), 1137(50)
ХБ-1054	$\Delta 1/2$	250,	917п,	970(87),	1020(80),	1080(80), 1137(73)
ХБ-1056	$\Delta 1/2$	280,	910п,	975(82),		1080(76) 1130(56), 1160
ХБ-1110	$\Delta 1/2$	270,	920п,	970,	1030п,	1080, 1135,
ХБ-1250	$\Delta 1/2$	255,	910п,	977(80),	1020(70),	1080(68), 1140(50)
ХБ-1428/11	$\Delta 1/2$	250,	905п,	975(82),	1025(72),	1080(68), 1130(53) 1190п
ХБ-1791/10	$\Delta 1/2$	250,	905п,	977(78),	1030(70),	1080(66), 1135(50)
ХБ-1792	$\Delta 1/2$	260,	910п,	975(82),	1020(72),	1082(58), 1137(54)
ХБ-1797	$\Delta 1/2$	255,	910п	975(80),	1020(70),	1080(65), 1137(52)
ХБ-1798	$\Delta 1/2$	260,	920п,	965(83),	1020(73),	1080(70), 1135(55), 1180п
ХБ-1800	$\Delta 1/2$	258,	910п,	970(76),	1025(66),	1080(65), 1138(50)
ХБ-1801	$\Delta 1/2$	250,	905п,	970(80),		1085(60), 1125(49)
ХБ-1804	$\Delta 1/2$	250,	910п,	975(80),	1030(78),	1080(66), 1137(52)
ХБ-1809	$\Delta 1/2$	250,	900п,	970(76),	1020(62),	1080(63), 1137(48)
ХБ-1811	$\Delta 1/2$	250,	910п,	970(89),	1030(80),	1080(76), 1138(62)
ХБ-1812	$\Delta 1/2$	260,	905п,	972(82),	1030(71),	1082(68), 1138(53)
ХБ-1815	$\Delta 1/2$	255,	910п,	970(76),	1020(62),	1080(58), 1140(48)
ХБ-1820			910п,	968,	1049,	1080, 1130
ХБ-1821	$\Delta 1/2$	240,	925п,	970(74),		1075(59) 1130(44)
ХБ-1824	$\Delta 1/2$	245,	910п,	975(80),	1030(70),	1080(67), 1135(48)
ХБ-1825	$\Delta 1/2$	250,		980(84),	1030п,	1085(76) 1132(60)
ХБ-1826	$\Delta 1/2$	245,	910п,	970(76),		1078(60), 1130(46)
ХБ-1827	$\Delta 1/2$	255,	910п,	975,	1020п,	1080, 1135
СК-20/10	$\Delta 1/2$	270,	900п,	940п,	975(77)	1070(60) 1145(46)
ХБ-856/5	$\Delta 1/2$	240,	910п,	975(80),	1015(76),	1080(73), 1138(48)
ХБ-1059/6	$\Delta 1/2$	270,	917п,	968(90),	1020п,	1080(80) 1135(67)
ХБ-1253	$\Delta 1/2$	240,	905п,	975(93),	1020(85),	1080(83) 1138(70)
БУ-552			917п,	968,		1090, 1125
ЧМ-247			900п,	968(83),		1080(76), 1130(71)

В заключение отметим, что к широкому диапазону изменений состава спектр в области $400-1200 \text{ см}^{-1}$ нечувствителен. Из данных табл. 8 следует, что Al^{IV} изменяется у арфведсонитов от 0 до 0,9 ат. ед., достаточно широко варьирует соотношение Fe^{2+} и Fe^{3+} , увеличивается количество $(\text{X} + \text{A})$ -катионов до 3,69 (как показано А. Л. Литвиным (1975), X-катионы при $\text{X} > 3$ размещаются в октаэдрическом слое), тем не менее характеристики спектра сохраняют свой вид.

Значительно более изменчива область частот, связанная с валентными колебаниями гидроксила. В отличие от рибекитов здесь наблюдается значительно большее число полос. При этом соотношение интенсивностей в пиках изменяется от образца к образцу в широких пределах. Эта область обсуждается далее при рассмотрении катионной упорядоченности.

ИК-СПЕКТРЫ СА-КАТАФОРИТОВ

ИК-спектры Са-катафоритов несколько больше зависят от состава, чем ИК-спектры арфведсонитов. По общему виду спектров эти амфиболы можно условно разделить на две — три группы (см. рис. 44, табл. 17).

Рассмотрим ИК-спектры первой группы. Амфиболы этой группы обладают более высокой железистостью, большей величиной отношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, меньшим количеством Si^{IV} и более высокими содержаниями катионов в группе $(\text{X} + \text{A})$ по сравнению с Са-катафоритами, отнесенными ко второй группе (см. табл. 8).

Спектр Са-катафоритов в области волновых чисел $400-700 \text{ см}^{-1}$ подобен спектру арфведсонитов и отличается от спектра рибекитов. Сохраняется положение самого интенсивного пика этой полосы — 455 см^{-1} , а менее интенсивный имеет частоту $490-495 \text{ см}^{-1}$. Третий компонент полосы представлен отчетливо выраженным плечом при $530-535 \text{ см}^{-1}$. В области $600-800 \text{ см}^{-1}$ спектр этих амфиболов характеризуется пиком средней интенсивности при 640 см^{-1} , одним — двумя плечами на высокочастотной ветви этой полосы — при $650 (?)$ и $655-660 \text{ см}^{-1}$, очень слабым пиком при 690 и двойным пиком при $750-770 \text{ см}^{-1}$ (первый более интенсивный, второй часто переходит в плечо).

Область $800-1200 \text{ см}^{-1}$ у этой группы достаточно характерна. Самый интенсивный пик полосы регистрируется с частотой $970-990 \text{ см}^{-1}$. На его низкочастотном крыле плечо при $\sim 900 \text{ см}^{-1}$, а на высокочастотном — одно — два плеча ($990(?)$ и 1040 см^{-1}). Последнее в некоторых образцах усиливается до пика с небольшой локальной интенсивностью. Всей группе свойствен небольшой пик при 1080 см^{-1} . Можно предположить

Характеристика ИК-спектров поглощения

Са-катафоритов (400—1200 см⁻¹)

Номер образца	Область деформационных колебаний ленты (Si ₂ O ₁₁) _∞ и валентных колебаний Me—O			
---------------	---	--	--	--

Область колебания амфиболовой ленты				
ν _s SiOSi				

I группа

БУ-874		455,	495,	530п
БУ-884		455,	495,	525п
БУ-893	420п,	455,	495	
СПД-1266	425п,	455,	495,	535п
СПД-1268	420п,	455,	490,	530п
ХБ-1808	420п,	450,	490,	530п
ДБ-698	425п,	455,	495,	530п
ЧМ-245	420п,	455,	495,	530п
ЧМ-246	420п?	460(87),	505(72),	535п
БУ-883	425п,	455(84),	500(69),	
СПЭ-1790	420п,	455,	495,	540п
ДБ-687	420п,	455(84),	500(71),	540п

II группа

ДБ-675	420п,	455(80),	500(68),	535п
ДБ-679	420п,	455,	500,	540п
БУ-885	—	455(77),	495(57),	530п
СПЭ-1357	420п,	455,	500,	540п
СПБ-1360	420п,	455(84),	500(71),	535п
ИР-274	420п,	457(84),	502(68),	535(48)
ХАР-1234	405п,	455(81),	497(63),	540п

635,	655п,	750,	770п	
640,	660п,	745,	770	
640,		750,	770п	
640,	660п,	750,	770	
640,	660п,	750,	770	
640,	660п?,	690п?	750,	770п
640,	665п,		755,	770п
640,	665п,		750,	770п
642(23),	660п,	752(22)		772п
642(21),	670п,		690(9),	647(19), 772(12)
640,	655п,	690,	750,	775
640(20),	690(7),		750(17),	770(14)

635(18),	650п,	692(11),	760п,	772п, 795(3)
635,	655п,	690,	725 755п,	770
637(11),	655п,	690(3),	755(10),	770(12)
635	660п,	690,	750,	770
635(2),	655п,	690(14),	725п?	755п, 770(2)
637(17),	670п,	692(9),	725п,	760п, 775(21)
635(16),	670(7),	687(7),	720(2),	755п, 770(11)

Номер образца	Область колебания амфиболовой ленты					
	$\nu_{as} \text{SiOSi}, \nu_{as} \text{O}^{--}\text{SiO}^{--}, \nu_s \text{O}^{--}\text{SiO}^{--}$					
<i>I группа</i>						
БУ-874	$\Delta 1/2$ 250,	900п,	975(76),	1075(60),	1120п	
БУ-884			968,	1080,	1120	
БУ-893	$\Delta 1/2$ 265,		970(80),	1025п?,	1075п,	1110п
СПД-1266	$\Delta 1/2$ 230,	900п	975(73),	1020п?,	1080(55),	1120п
СПД-1268	$\Delta 1/2$ 260,	900п,	975(82),	1030п,	1080(67),	1110п
ХБ-1808		890п,	968,	1044,	1085,	1120п
ДБ-698	$\Delta 1/2$ 255,	900п?,	980(80),	1035п,	1085(62),	1110п
ЧМ-245		880п,	968,	1035п,	1080,	1130п
ЧМ-246	$\Delta 1/2$ 255,	900п,	970(83),		1080(67),	1130п
БУ-883			970,	1050,	1070,	1110п
СПЭ-1790			970,	1045,	1100,	1140п
ДБ-687			970,	1040п		
<i>II группа</i>						
ДБ-675	$\Delta 1/2$ 250,	880п,	990(73),	1020п,	1100(60),	1130п
ДБ-679		880п,	980,	1030,	1100	
БУ-885	$\Delta 1/2$ 270,	900п,	980(78),	1040п,	1085(64)	
СПЭ-1357		880п,	970,	1030п,	1100	
СПБ-1360	$\Delta 1/2$ 255,	880п,	995(74),	1020п,	1100(57),	1140п
ИР-274	$\Delta 1/2$ 250,	900п,	990(82),	1030п,	1100(70),	1140п
Хар-1234	$\Delta 1/2$ 260,	900п,	980(80),	1030п,	1100(65)	

с большой долей уверенности, что на высокочастотной ветви последнего пика проявляется в виде плеча ($1110-1140 \text{ см}^{-1}$) еще один максимум поглощения.

Перечислим характерные особенности Са-катафоритов, отнесенных ко второй группе. В их спектрах пик при 690 см^{-1} обладает значительно большей интенсивностью. Кроме того, фиксируется пик при 725 см^{-1} , а в дублете $700-800 \text{ см}^{-1}$ изменяются соотношения интенсивностей. Полоса в диапазоне волновых чисел $800-1200 \text{ см}^{-1}$ больше напоминает подобную область рибекитов (см. рис. 39). Однако интенсивность пика при 1100 см^{-1} несколько меньше, а плечо при 1030 см^{-1} выражено лучше.

Можно также выделить амфиболы, спектры которых либо общие с обеими группами, либо имеют особенности. Так, обр. СШЭ-1357 обладает всеми характеристиками второй группы. Однако соотношение интенсивностей в двойном пике $700-800 \text{ см}^{-1}$ такое же, как и в первой.

Обр. БУ-883, ДБ-687, СШЭ-1790, имея небольшую полосу при 690 см^{-1} и соотношение интенсивностей в двойном пике $700-800 \text{ см}^{-1}$ такое же, как у первой группы, несколько отличаются соотношением интенсивностей компонент в основной полосе $800-1200 \text{ см}^{-1}$. Кроме пика при 970 см^{-1} , вершина полосы представляет собой широкое плечо шириной до 100 см^{-1} .

Область деформационных колебаний воды у Са-катафоритов не отличается от соответствующей области для бескальциевых щелочных амфиболов. В области валентных колебаний гидроксильная группа наблюдается небольшое число размытых широких полос. Интенсивность их меньше, чем у арфведсонитов.

ИК-СПЕКТРЫ РИХТЕРИТОВ И АМФИБОЛОВ С АНОМАЛЬНЫМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ

Вид спектров магнезиальных амфиболов (химический состав — табл. 18) несколько отличен от вида спектров их железистых аналогов. Это прослеживалось ранее при сравнении Fe- и Mg-рибекитов, а также Fe- и Mg-арфведсонитов. В целом мало изменяется сложная полоса в диапазоне $400-600 \text{ см}^{-1}$, сдвигаются лишь максимумы пиков поглощения в высокочастотную область на $10-15 \text{ см}^{-1}$. Существенно беднее набор полос между 600 и 800 см^{-1} . Здесь регистрируются всего два средней интенсивности пика при $665-670$ и 750 см^{-1} . Обр. 385 обладает, кроме того, очень слабым пиком при 700 см^{-1} , а обр. 372 — плечом при 780 см^{-1} (рис. 45, табл. 19).

Значительно больше индивидуальных пиков поглощения проявляется в спектрах Mg-амфиболов в основной полосе при $800-1200 \text{ см}^{-1}$ — до 8. При этом переменное соотношение интенсивностей индивидуальных пиков с частотами $900, 930,$

Химический состав рихтеритов и магнезиальных рибекитов и арфведсонитов (в вес. %)

Окисел	313	317	370	372	107/3	112/4	СК-20/10
SiO ₂	55,52	55,28	52,40	53,06	54,12	54,84	55,22
TiO ₂	0,65	0,65	0,91	0,91	0,91	0,43	0,28
Al ₂ O ₃	1,32	1,04	1,88	2,19	1,38	2,66	1,60
Fe ₂ O ₃	3,29	3,33	8,30	8,40	6,62	11,20	5,79
FeO	1,51	2,24	4,67	5,10	5,72	2,43	2,33
MnO	0,11	0,12	0,07	0,07	0,07	—	0,19
MgO	21,67	20,89	15,69	15,67	17,88	15,13	18,00
CaO	6,40	6,90	4,3	3,70	3,60	1,30	3,70
Na ₂ O	6,35	6,18	7,17	7,44	7,02	8,17	8,10
K ₂ O	1,31	1,13	1,02	0,94	1,78	0,47	1,60
F	—	—	—	—	1,17	1,57	—
H ₂ O	1,13	1,31	1,81	1,78	1,25	Н. о.	Н.о.
Σ	98,96	99,07	98,22	98,96	101,05	99,09	99,56

Примечание. Результаты химического анализа приведены из работы В. С. Самойлова и Г. С. Гормашевой (1975).

980, 1040, 1100—1110 (?), 1130 и 1170 см⁻¹ приводит к несколько отличающимся вариантам вида основной полосы. Связь с составом обнаружилась для полосы при ~750 см⁻¹ (рис. 46). Линейные зависимости частоты и интенсивности пика поглощения от содержания магния в структурной формуле имеют противоположный наклон. Соотнести эту полосу с конкретным видом какого-либо колебания не представляется возможным, хотя для данных амфиболов она квазихарактеристична (Ланидес, Шишкина, 1976).

В области валентных колебаний гидроксила регистрируется значительное число полос, причем максимумы их сдвинуты в высокочастотную область по сравнению с соответствующими полосами Fe-амфиболов.

Рассмотрим щелочные амфиболы, спектры которых по своим общим характеристикам не укладываются ни в одну из выделенных серий. Нигерийские арфведсониты (АФ-120, АФ-174, АФ-201) обладают спектрами, близкими к спектрам рассмотренных арфведсонитов. В них регистрируется интенсивный локальный пик при 540 см⁻¹, более напоминающий соответствующий пик у рибекитов. Спектр в области 600—800 см⁻¹ полностью аналогичен спектрам арфведсонитов. Различия в основной полосе 700—1200 см⁻¹ сводятся к более четкому выраже-

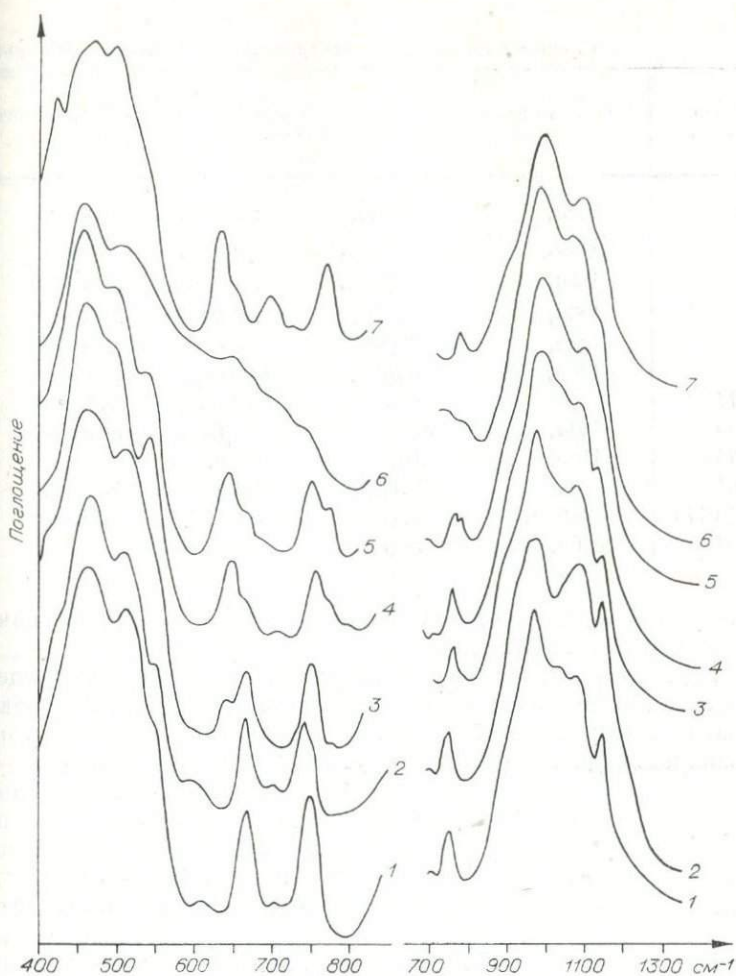


Рис. 45. ИК-спектры рихтеритов и амфиболов с аномальными спектрами.

Рихтериты: 1 — характерный спектр, 2 — обр. 385, 3 — обр. 372; аномальные: 4 — АФ-120, 5 — ДБ-677, 6 — ЧМ-251, 7 — ХБ-810/170.

нию плеча при $900-920 \text{ см}^{-1}$ и меньшей интенсивности пиков 1030 , 1080 и 1130 см^{-1} . При этом минимальные интенсивности указанных пиков принадлежат обр. АФ-120. Его спектр гидроксильных колебаний состоит из двух полос и напоминает соответствующие спектры рибекитов. Спектры остальных нигерийских амфиболов подобные спектрам арфведсонитов по частотам, числу и размытости полос (см. рис. 45). Отметим, что в химическом составе амфиболов этой группы довольно много лития. Спектр обр. ДБ-677 во всех областях аналогичен спектрам

Характеристика ИК-спектров рихтеритов и амфиболов

Номер образца	Область деформационных колебаний ленты (Si_4O_{11}) $_{\infty}$ и валентных колебаний $\text{Me}-\text{O}$			
107/3	420п,	465(97),	512(86),	550п
313	420п,	460(100),	510(96),	550п
317	425п,	462(100),	515(89),	550п
370	425п,	465(95),	515(85),	550п
372	420п,	463(89),	512(79),	550п
385	430п,	465(82),	510(68),	550п
ДБ-677	—	460(84),	495(70),	540п
АФ-120	420п,	457(88),	485(78),	540(53)
АФ-174	410п,	460,	480п,	540
АФ-201	—	455(77),	485(60),	540(38)
ХБ-810/170	422(64),	475(78),	500(77),	525п
ЧМ-251	420п,	460(74),	507(63)	

африканских арфведсонитов (образец также содержит повышенное количество лития).

Совершенно аномальный вид у спектра, принадлежащего рихтериту (по составу) ЧМ-251 (см. рис. 45, табл. 19). Сильно размытая высокочастотная ветвь полосы $400-600 \text{ см}^{-1}$ хорошо воспроизводится (ее край у этого образца доходит до 800 см^{-1}).

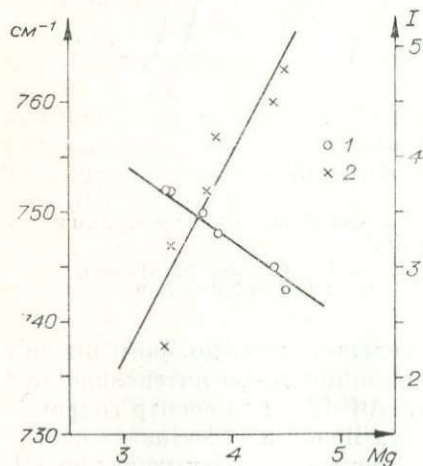


Рис. 46. Зависимость частоты (1) и интенсивности (2) полосы $\sim 750 \text{ см}^{-1}$ от количества магния в структурной формуле рихтеритов.

На ней в виде плеча проявляются два пика — 640 и 740 см^{-1} . Основная полоса ($800-1200 \text{ см}^{-1}$) размыта, четко выделяется только пик при 970 см^{-1} , а остальные индивидуальные пики проявляются в виде нескольких плечей.

Амфибол из пегматитов (обр. ХБ-810/170) интересен тем, что содержит много двухвалентного железа, однако обладает аномальным общим составом (см. табл. 8). Его ИК-спектр имеет следующие особенности. Вместо плеча у изученных амфиболов проявляется четкий пик при 420 см^{-1} , а вершина полосы обладает двойным пиком

с аномальными свойствами ($400-1200 \text{ см}^{-1}$)

Область колебания амфиболовой ленты				
$\nu_s \text{ SiOSi}$				
607п?,	670(33),		750(37)	
603п,	668(49),		743(48)	
600п,	668(42),		745(45)	
605п?,	670(28),		752(32)	
640(14),	670(22),	752(23),	780(20)	
600п,	670(25),	700(1,5)	745(25)	
643(22),	670(11),	750(20),	777(13)	
647,665п,	710(2),	755(19),	755п	
650,	670п,705,	750		
645(17),	667п,	705(1),	750(20),	775п
633(28),	650п,	695(12),	725(4),	770(2)
600п,	640(35),	740(16),		

Окончание табл. 19

Номер образца	Область колебания амфиболовой ленты					
	$\nu_{as} \text{ SiOSi}, \nu_s \text{ O}^-\text{SiO}^-, \nu_{as} \text{ O}^-\text{SiO}^-$					
107/3	895п,	$\Delta 1/2$ 240,	980,	1045(53),	1090,	1145
313			930п,	978(84),	1080(70),	1145(51)
317			915п,	970(72),	1080(60),	1145(44)
370	900п,	$\Delta 1/2$ 250,	930п,	975(78),	1080(60),	1142(42)
372	900п,	$\Delta 1/2$ 270,		972(72),	1080(58),	1140(40)
385	—	$\Delta 1/2$ 270,	930п,	970(80),	1050п,	1090(72)
						1140(63)
ДБ-677	900п,		980(80),	1030п,	1085(62),	1120п
АФ-120	900п,		980,	1030п,	1080,	1120
АФ-174		$\Delta 1/2$ 260,	920п,	975(82),	1030п,	1085(70)
						1130(52)
АФ-201	900п,		980(80),	1030п,	1080(67),	1130(55)
ХБ-810/170	900п,	$\Delta 1/2$ 270,	995(73),		1085(57),	1120п
ЧМ-251			970(75),		1060п,	1120п

(475 и 500 см^{-1}). На полосе — плечо при 520 см^{-1} . Область 600—800 см^{-1} представлена тремя полосами уменьшающейся интенсивности — 635 (с плечом при 650 см^{-1}), 695 и 725 см^{-1} , а также пиком средней интенсивности при 775 см^{-1} . Основная полоса в интервале 800—1200 см^{-1} подобна таковой для рибекитов.

КАТИОННАЯ УПОРЯДОЧЕННОСТЬ В СТРУКТУРАХ ЩЕЛОЧНЫХ АМФИБОЛОВ *

Рассмотрим заселенность октаэдрических позиций в структуре рибекитов из зоны микроклинитов. Эта серия рибекитов в диффузионной биметасоматической зоне щелочных апогранитов, описанная В. И. Коваленко и др. (1966), ранее детально изучалась различными методами (Лапидес и др., 1967; Лапидес и др., 1972). Был сделан вывод, что образцы рибекитов, обладая близким химическим составом, имеют различную структурную упорядоченность, связанную с геометрическим положением кристаллов в теле микроклинита. Экстремальный характер зависимости параметров термических эффектов рибекитов позволил приписать образцам минерала из определенного участка зоны микроклинита (обр. 5а, 6а) наибольшую структурную упорядоченность, обусловленную предположительно катионами железа.

В работах И. Л. Лапидеса и Т. А. Валетова (1975, 1976) приведены результаты проверки прямыми методами упорядоченности заселения октаэдрических позиций в структуре рибекитов из этой зоны.

Принципиальная возможность изучения заселенности ионов железа, магния и лития по энергетически неэквивалентным позициям структуры рибекитов вытекает из особенностей кристаллографии амфиболов. Известно, что в идеальной структуре амфиболов кристаллографически эквивалентные ионы OH^- находятся в вершине псевдотригональной пирамиды, основание которой образуют катионы Fe^{2+} , Li , Mg^{2+} и другие, занимающие октаэдрические позиции M_1 (две) и M_3 (одну).

Частота колебаний OH^- группы будет зависеть от природы координируемых ею катионов. Так как в кристалле существует набор элементарных ячеек с различной заселенностью октаэдрических позиций, это приводит к образованию набора осцилляторов OH^- , несколько отличающихся по частоте поглощения. Таким образом, одна полоса в области 3600—3700 см^{-1} , отвечающая колебанию связи $\text{O}-\text{H}$, расщепляется и появляется мультиплетность. По интенсивностям индивидуальных полос поглощения можно определять относительную концентра-

*Раздел написан совместно с Т. А. Валетовым.

цию ОН-групп, непосредственно связанных с катионами в позициях M_1 и M_3 , а следовательно, и количество катионов в этих позициях. Одна из возможных методик такого анализа предложена Барнсом и Прентисом и основана на следующих допущениях (Burns, Prentice, 1968). Существует восемь возможных способов распределения двух катионов Me' и Me'' по трем позициям. Число вариантов сначала сокращается до 7 из-за допущения эквивалентности двух позиций M_1 , а затем до 4 вследствие псевдотригональной симметрии ($M_1M_3M_1OH$)-группы. Остаются следующие способы: *A* — $Me'Me'Me'$, *B* — $Me'Me'Me''$, *C* — $Me'Me''Me''$, *D* — $Me''Me''Me''$. Если присутствие таких групп регистрируется экспериментально, то модель Барнса и Прентиса применима и возможно определение заселенности позиций.

В области колебаний $3600-3700\text{ см}^{-1}$ в спектрах наблюдается до 5 полос поглощения (рис. 47, табл. 20). Полосы поглощения ОН-групп, координированных с октаэдрическими катионами, частично перекрываются крылом полосы поглощения молекулярной воды. Полосы соотносены на основании литературных данных (Burns, Strens, 1966; Burns, Prentice, 1968;

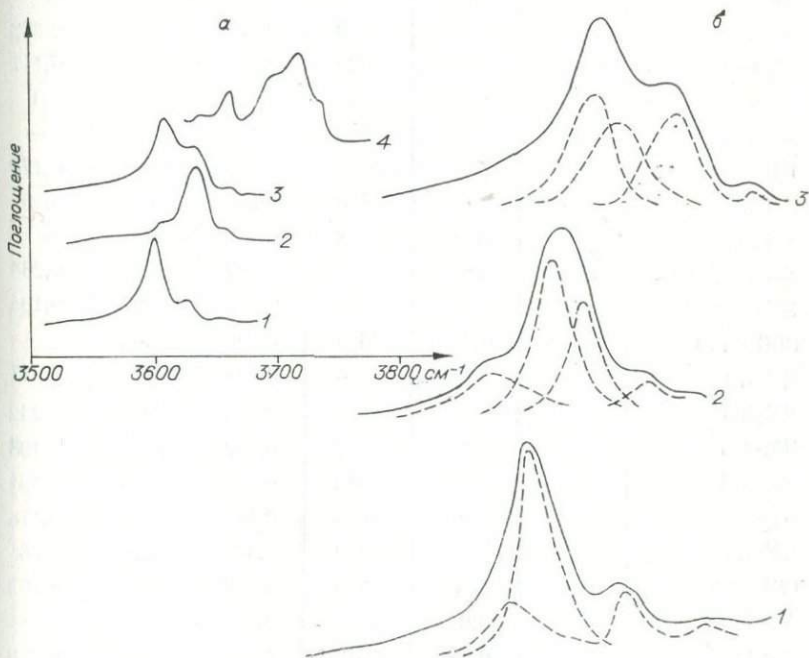


Рис. 47. ИК-спектры амфиболов в области колебаний гидроксила.
а — характерные спектры: 1 — рибекиты, 2 — арфведсониты, 3 — Са-катафориты, 4 — рихтериты; *б* — примеры разложения спектра на индивидуальные полосы.

Характеристика колебаний гидроксила*, соотношение

индивидуальных полос и катионная упорядоченность в амфиболах

Номер образца	Fe ³⁺ Fe ³⁺ Fe ³⁺		Fe ²⁺ Fe ²⁺ Fe ²⁺		Fe ²⁺ Fe ³⁺ Mg	
	v, см ⁻¹	I	v, см ⁻¹	I	v, см ⁻¹	I
	1	2	3	4	5	6
11	3605	0,122	3616	0,675	—	—
3a	3605	0,057	3618	0,571	3629	0,193
5a	3605	0,171	3618	0,643	—	—
6a	3604	0,057	3617	0,765	—	—
7a	3608	0,239	3617	0,59	—	—
9a	3608	0,157	3617	0,682	—	—
ХАР-965	—	—	3618	0,382	3626	0,327
СШБ-1361	—	—	3618	0,472	3629	0,268
ДБ-701	—	—	3616	0,772	—	—
ОВ-244	3605	0,045	3619	0,635	—	—
5-29M	3605	0,046	3618	0,81	—	—
ОВ-242	3606	0,091	3618	0,59	—	—
ХБ-898	—	—	3618	0,18	3626	0,222
ХБ-900	—	—	3620	0,27	3630	0,117
ХБ-1110	—	—	3619	0,144	3627	0,3
ХБ-1253	—	—	3620	0,12	—	—
ХБ-1809	—	—	3618	0,165	3628	0,173
ХБ-1821	—	—	3618	0,224	3626	0,39
ХБ-1797	—	—	3618	0,159	—	—
ХБ-1791/10	3602	0,095	3618	0,187	3627	0,264
ХБ-1428/11	—	—	—	—	3627	0,104
СШЭ-1790	3610	0,1	3625	0,596	—	—
ДБ-679	—	—	3616	0,447	3629	0,347
ДБ-698	—	—	3616	0,435	3628	0,242
ЧМ-245	—	—	3617	0,659	3640	0,193
ЧМ-246	—	—	3616	0,6	3639	0,151
БУ-893	—	—	3620	0,47	3627	0,175
БУ-874	—	—	3620	0,38	3628	0,28
СШД-1268	—	—	3620	0,287	3627	0,262
АФ-120	3601	0,046	3620	0,523	—	—
АФ-174	3612	0,185	3619	0,07	3629	0,118
ХБ-856/5	—	—	3618	0,195	—	—
ХБ-856/7	—	—	3620	0,17	—	—

* Приведены частоты индивидуальных полос и нормализованные значения

Fe ²⁺ Fe ²⁺ Mg		Fe ²⁺ Mg Mg		Ca[M ₄] (?)		Fe ²⁺ Fe ³⁺	Fe ²⁺ (M ₁ +M ₂)
v, см ⁻¹	I	v, см ⁻¹	I	v, см ⁻¹	I	(M ₁ +M ₂)	
8	9	10	11	12	13	14	
3644	0,158	—	—	3670	0,05	6,3	2,34
3646	0,143	—	—	3670	0,035	6,0	2,19
3645	0,118	—	—	3673	0,038	4,3	2,23
3645	0,142	—	—	3673	0,037	14	2,59
3643	0,137	—	—	3674	0,033	4	2,04
3646	0,122	—	—	3675	0,04	5	2,29
3647	0,286	—	—	3674	0,05	6,2	2,04
—	—	3648	0,2	3676	0,06	7	1,88
3643	0,178	—	—	3678	0,05	—	2,67
3647	0,212	—	—	3670	0,107	17	2,33
3644	0,144	—	—	—	—	19	2,72
3643	0,262	—	—	3670	0,056	8	2,29
3649	0,34	3656	0,129	3675	0,129	7	1,57
3643	0,27	3651	0,292	3675	0,05	7	1,86
—	—	3652	0,446	3675	0,11	4	1,19
3643	0,5	3653	0,34	3672	0,04	—	1,7
3643	0,275	3652	0,237	3673	0,15	7	1,46
—	—	3648	0,277	3672	0,109	3,5	1,34
3644	0,441	3653	0,33	3674	0,07	—	1,69
3648	0,364	—	—	3674	0,09	3	1,55
3641	0,18	3652	0,56	3671	0,156	4	1,02
—	—	3650	0,224	3675	0,08	10	2,01
3647	0,126	—	—	3671	0,08	6,6	1,94
3644	0,287	—	—	3672	0,036	8,5	2,12
—	0,117	—	—	3671	0,031	13	2,4
3647	208	—	—	3672	0,041	15	2,37
—	—	3650	0,275	3675	0,08	10,6	1,86
—	—	3648	0,3	3675	0,04	8	1,72
—	—	3651	0,341	3675	0,11	5,6	1,46
3644	0,384	—	—	3672	0,046	17	2,34
3648	0,477	—	—	3674	0,14	4	1,99
3643	0,36	3651	0,345	3672	0,1	—	1,65
3642	0,24	3652	0,39	3672	0,2	—	1,38

интенсивностей.

Burns, Greaves, 1971; Bancroft, Burns, 1969) и исходя из химического состава рибекитов.

— Разложение экспериментального спектра на составляющие проводилось по программе метода наименьших квадратов на ЭВМ БЭСМ-4 (см. табл. 20).

Полоса в области колебаний $3670-3675 \text{ см}^{-1}$ считается обусловленной влиянием Ca^{2+} в M_4 положении на ОН-группу и имеет небольшую интенсивность (Никитина и др., 1973). Соотнесение остальных полос следующее:

- 3643—3646 см^{-1} — $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{2+}\text{Li}(C)$;
- 3629—3632 см^{-1} — $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Li}(F)$ либо $\text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{3+}\text{Li}(G)$;
- 3616—3618 см^{-1} — $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{2+}(D)$;
- 3604—3608 см^{-1} — $\text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{3+}(K)$.

При этом Mn рассматривался совместно с Fe^{2+} , а Li — совместно с Mg из-за неразличимости соответствующих полос в ИК-спектрах при данной разрешающей способности (Bancroft, Burns, 1969). Следует отметить, что полуширина полос поглощения увеличивается по мере смещения их максимумов в сторону низких частот.

Заселенности позиций в $(M_1 + M_3)$ рассчитывались по уравнениям Барнса с использованием значений нормализованных интенсивностей полос поглощения. (Использование интегральных интенсивностей, что представляется более корректным из-за различной полуширины полос, приводило к нереальным значениям заселенности.) Доля катионов в позиции M_2 определялась как разность между общим содержанием катиона и его долей в позициях $(M_1 + M_3)$. Отметим, что величины $\text{Fe}^{2+}(M_1 + M_3) = f(L)$, $\text{Fe}^{3+}(M_1 + M_3) = f(L)$, $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ (в позициях $(M_1 + M_3)$) $= f(L)$ не зависят от результатов химического анализа, так как используются только характеристики ИК-спектров. Из данных рис. 48 следует, что Fe^{2+} преимущественно занимает позиции $(M_1 + M_3)$, а Fe^{3+} , наоборот, — M_2 . В то же время количество катионов в позициях зависит от положе-

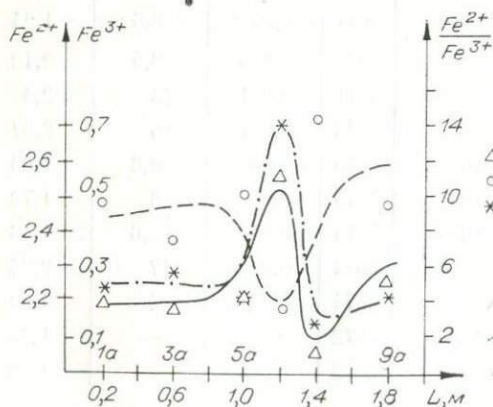


Рис. 48. Зависимость заселенности ионами железа структурных позиций $(M_1 + M_3)$ от геометрического положения образца рибекита в теле микроклиншта (1 — Fe^{2+} ; 2 — Fe^{3+} ; 3 — $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$).

ния образца в теле микроклинита (координата L). Наибольшее преобладание Fe^{2+} в позициях ($M_1 + M_3$) наблюдается в центральной зоне микроклинита (обр. 6а). Здесь же отмечается минимальное заселение ($M_1 + M_3$) катионами Fe^{3+} . Такое наиболее упорядоченное катионное распределение в структуре рибекита может свидетельствовать об оптимальных, близких к равновесным, условиях кристаллизации амфибола именно в центральной зоне микроклинитов.

В заключение добавим, что в расчетах не могут быть приняты во внимание катионы, координирующие F и O^{2-} . Для их учета необходимо принять гипотезу о распределении OH^- , F и катионов, а также иметь данные мессбауэровской спектроскопии.

Таким образом, при рассмотрении характеристик катионного упорядочения в изоморфных рядах минералов необходимо учитывать генетическую сторону.

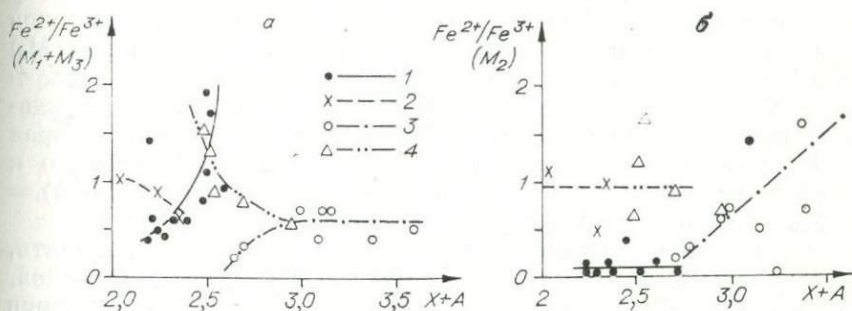


Рис. 49. Зависимость отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} в позициях ($M_1 + M_3$) (а) и M_2 (б) от количества $(X + A)$ -катионов в амфиболах.

1 — рибекиты; 2 — «Са-рибекит-катафориты»; 3 — арфведсониты; 4 — «Са-арфведсонит-катафориты».

Соотнесение полос для всех амфиболов (кроме рихтеритов) принималось примерно таким же, как для рибекитов из зоны микроклинитов. Количественные результаты заселения ионами железа позиций ($M_1 + M_3$) приведены в табл. 20*. Рассмотрим упорядоченность катионов Fe^{2+} и Fe^{3+} по позициям ($M_1 + M_3$), для определения которой, как уже отмечалось, не требуется обращения к данным химического анализа (рис. 49).

Во всех амфиболах — рибекитах, арфведсонитах, «Са-рибекит-катафоритах», «Са-арфведсонит-катафоритах» в позициях

* Еще раз подчеркнем, что рассматриваться могут катионы, координирующие только OH^- -группы. Наиболее простая модель, позволяющая рассматривать упорядоченность всего кристалла, заключается в приближении одинакового упорядочения катионов, координирующих все виды анионов гидроксильной группы. Однако этот вопрос требует специального экспериментального изучения.

($M_1 + M_3$) преобладает двухвалентное железо, однако степень упорядочения изменяется в широких пределах в зависимости от числа катионов ($X + A$) (рис. 49, а). При этом максимум упорядочения катионов в позициях ($M_1 + M_3$) — отношение двухвалентного железа к трехвалентному порядка 20 — наблюдается у амфиболов с количеством катионов ($X + A$), близким к 2,5, но при этой же величине ($X + A$) можно отметить и максимальную дисперсию отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} .

Рассмотрим общую картину упорядоченности в позициях ($M_1 + M_3$) у выделенных групп амфиболов. Ограниченное число измерений позволяет лишь наметить тенденцию к уменьшению (примерно в 1,5 раза) упорядоченности катионов железа у «Са-рибекит-катафоритов» с увеличением ($X + A$). При этих же значениях ($X + A$) упорядоченности катионов в позициях ($M_1 + M_3$) для рибекитов ниже (рис. 49, а). Однако судя по рассмотренным выше данным для рибекитов из зоны микроклинитов, генетические особенности могут изменить эту закономерность. С увеличением количества ($X + A$)-катионов возрастает и упорядоченность железа в позициях ($M_1 + M_3$) рибекитов, достигая своего максимума при значениях ($X + A$) = 2,5. Здесь же отмечено наибольшее значение упорядоченности катионов и для «Са-арфведсонит-катафоритов», которая падает с ростом количества ($X + A$)-катионов. Тенденцию к уменьшению упорядоченности в области значений ($X + A$) = 2,5—2,7 можно отметить у арфведсонитов.

Заселенность позиции M_2 можно приближенно определить, исходя из данных химического анализа и количества катионов, заселяющих позиции ($M_1 + M_3$). Упорядоченность катионов железа в позиции M_2 иллюстрируется рис. 49, б. Распределение железа характеризуется для рибекита постоянным значительным преобладанием в M_2 катиона Fe^{3+} , что подтверждает данные Гоуса (Ghose, 1965) для магнезиальных рибекитов. В то же время для арфведсонитов картина распределения усложняется: при возрастании значения ($X + A$) уменьшается заселенность позиции M_2 трехвалентным железом вплоть до

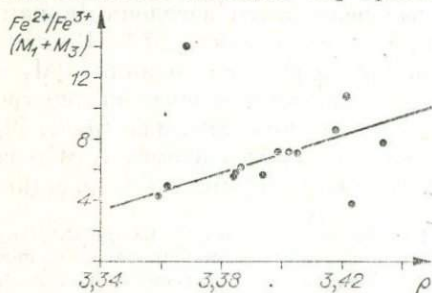


Рис. 50. Зависимость между заселенностью позиций ($M_1 + M_3$) ионами железа и плотностью амфиболов.

некоторого преобладания в ней катиона Fe^{2+} . Статистически одинакова заселенность позиции M_2 ионами железа при значениях ($X + A$), близких к 3,0 (рис. 49, б).

Распределение катионов железа по позициям M_2 для Са-катафоритов наиболее неупорядоченно и не зависит от количества ($X + A$)-катионов.

Наблюдается четкая корреляция между упорядоченностью ионов железа в позициях ($M_1 + M_3$) и плотностью амфиболов (рис. 50). Очевидно, здесь проявляется сложная взаимосвязь структурных свойств и изменяющегося химического состава (см. рис. 15), вследствие чего обсуждение подобной зависимости затруднительно. Это же относится и к обнаруженным зависимостям параметров гидроксильных частот от величины ($X + A$).

Таким образом, приведенные данные показывают влияние природы катиона в позиции M_4 и, в еще большей степени, заполненности позиции A в структуре амфибола на процессы катионного упорядочения. Особый кристаллохимический смысл приобретает значение количества ($X + A$)-катионов, равное 2,5.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Детально рассмотренные характеристики ИК-спектров позволяют проследить их изменения в изоморфных сериях и рядах изученных амфиболов. Для этого приведены наиболее представительные частоты полос в каждой изученной группе амфиболов (табл. 21). Рибекиты, арфведсониты, Са-катафориты и рихтериты — все они характеризуются своим видом ИК-спектра. В то же время только рибекиты и рихтериты обнаруживают явную зависимость параметров некоторых полос поглощения от состава. Эти отличия в спектрах могут служить определенными диагностическими признаками. Они проявляются в основном в сдвиге частот полос и перераспределении интенсивностей между индивидуальными полосами. Эти факты несут определенную информацию об изменении как энергетики связей, так и конфигурации амфиболовых лент.

Так как размеры и симметрия полиэдров катионов группы X и Y определяют конфигурацию тетраэдрических цепей (Белов, 1961), то изменение катионного состава влечет за собой изменение угла связей $Si-O-Si$, что должно существенно сказываться, в частности, на деформационных колебаниях ленты. Имеющиеся 5 связей $Si-O-Si$ могут быть энергетически неравноценными, а влияние изменения катионного состава также неодинаково сказывается на изменении угла $Si-O-Si$. Больше всего воздействию подвергаются тетраэдры T_2 , имеющие два мостиковых и два немостиковых кислорода (см. рис. 11). Поэтому изменение состава октаэдрического слоя должно вызывать изменение в частотах полос в области $400-600\text{ см}^{-1}$, но неодинаковым образом. Эта область колебаний сложна для интерпретации еще и потому, что здесь же могут наблюдаться валентные колебания $Me-O$.

Для рассматриваемых составов следует ожидать проявление колебаний $Mg-O$, сдвинутых в высокочастотную область

Волновые числа (см^{-1}) представительных полос поглощения в ИК-спектрах амфиболов

Fe-Риб	Mg-Риб	Fe-Арф	Mg-Арф	Кат.-I	Кат.-II	Рихт
415	420	420	420	420	420	430
455	460	455	460	455	455	460
495	515	495	510	495	500	510
540	545	535	545	530	540	545
—	600	—	600	—	—	600
635	650	645	? ↑	640	635	? ↑ ?
660	670	665	670 ↑ ?	660?	660?	670 ?
690	690	700	700	—	690	700
725	—	—	—	—	725	—
760	760	745	750	750	755	740—755
775	785	775	—	770	770	780
795	—	—	—	—	—	—
900	905	905	890	880	880	900
—	—	—	925	—	—	930
980	990	970	975	970 ↓	970	970
1030	1020	1020	1020	1040 ↓ ?	1030	1040 ↓ ?
—	1055	—	1040	?	—	? ↓
—	1080	1080	1080	1080	—	1080
1095	1110	—	—	—	1100	—
1120	1140	1130	1150	1130	1140	1145
—	1170	1180	—	—	—	1170

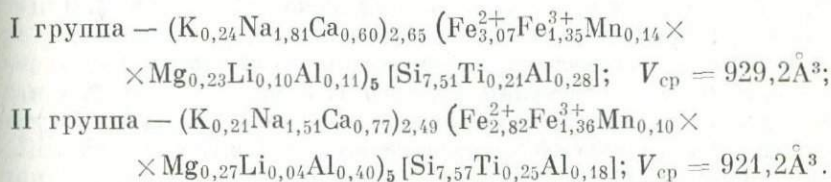
по сравнению с колебаниями Fe—O. Отсюда следует, что изменения некоторых частот, соотношенных в работе А. В. Барабанова и других (1974) с деформационными колебаниями Si—O—Mg, более реально отражают изменения полос, связанных с валентными колебаниями Mg—O.

Как следует из табл. 21, у всех изученных магнезиальных амфиболов полосы из этой области несколько сдвинуты в высокочастотную сторону по сравнению с Fe-амфиболами. А так как внутри групп зависимости характеристик полос от содержания магния не обнаружено, то можно предположить, что этот частотный сдвиг (с перераспределением интенсивностей между индивидуальными полосами) отражает ступенчатое изменение структуры. Оно может быть связано, в частности, с некоторым уменьшением угла связей Si—O—Si, поэтому интересно исследовать ИК-спектры железо-магнезиальных рядов составов.

Полоса небольшой интенсивности при 600 см^{-1} , наблюдаемая только в Mg-амфиболах, очевидно, относится к валентным колебаниям Mg—O. Ее интенсивность усиливается при увеличении содержания Mg в структуре.

Трудно поддается строгой интерпретации область симметричных колебаний связи Si—O—Si $600\text{—}800 \text{ см}^{-1}$. Магнезиальные амфиболы обнаруживают в этой области меньше полос поглощения, чем их железистые аналоги, причем частоты сдвину-

ты в большую сторону. Из данных табл. 21 прослеживается изменение частотных характеристик при изменении содержания $(X + A)$ -катионов. Вся сложная полоса $600-700 \text{ см}^{-1}$ у арфведсонитов сдвигается в высокочастотную область, а полоса $700-800 \text{ см}^{-1}$, наоборот, в низкочастотную по сравнению с рибекитами. При этом мало отличаются их железистые и магниевые различия. Определяющее влияние количества $(X + A)$ -катионов сказывается при сравнении Са-катафоритов из первой и второй групп: первая близка к арфведсонитам, вторая — к рибекитам. Для углубления этого сравнения были рассчитаны средние катионные составы и объемы элементарных ячеек в группах:



Для сравнения приведем средние объемы элементарных ячеек для рибекитов — $916,2 \text{ \AA}^3$ и арфведсонитов — $920,3 \text{ \AA}^3$. На основании совокупности этих данных, возможно, имело бы смысл рассматривать I группу в качестве Са-арфведсонит-катафоритов, а II — Са-рибекит-катафоритов.

Следует обратить внимание на то, что разделение амфиболов на рибекиты, арфведсониты, катафориты и рихтериты в данном разделе проведено по ИК-спектрам с учетом среднего химического состава. Имеющиеся некоторые противоречия при отнесении отдельных образцов (ср. табл. 8, 15—17) к той или иной группе могут быть объяснены частично определенной размытостью границ составов, куда и попадают эти образцы.

Рассмотрим примечательный случай, когда отсутствует зависимость параметров ИК-спектров арфведсонитов и Са-катафоритов от химического состава. Иногда для целых групп или рядов (тремолит-актинолиты, роговые обманки) не замечалось закономерного изменения ИК-спектров (Кузнецова, Липатова, 1973; Барабанов и др., 1974). Однако для рибекит-арфведсонитов ситуация несколько иная. Часть изоморфного ряда — рибекиты — обнаруживают зависимости для нескольких полос (см. рис. 40, 41, 43, 49), однако эти зависимости обрываются при значениях $(X + A)$, близких к $2,5 \div 2,6$. Именно эти значения $(X + A)$ были приняты ранее в качестве граничных в изоморфном ряду рибекит — арфведсонит (Лапидес и др., 1970). Достаточно резкое изменение общего вида ИК-спектра может свидетельствовать о скачкообразном изменении структуры при переходе от рибекитов к арфведсонитам. Существование амфиболов с $(X + A) > 3$ при формальном отнесении всего натрия в эту

группу (по нашим данным) или амфиболов с $(X + A)$, близким к 3, в результате отнесения к этой группе железа (Ernst, 1962) требует пересмотра соответствия определенных позиций со строго определенными катионами. Как показано А. Л. Литвиным (1975), «избыточный» натрий занимает одну из октаэдрических позиций. «Обрыв» зависимостей параметров ИК-спектров в ряду рибекит — арфведсонит на значениях $(X + A)$, близких к 2,5, позволяет предположить, что заполнение позиции А прекращается при значениях около 0,5. При избытке же натрия (сверх 2,5) идет заполнение им октаэдрических позиций. В определенной мере этот вывод может быть подтвержден и фактом резкого увеличения объема элементарной ячейки при $(X + A) > 2,5$ для синтетических амфиболов (Ernst, 1962). Данный вопрос требует детального рентгеноструктурного анализа.

В заключение рассмотрим совокупность данных о характеристичности и соотношении полос в ИК-спектрах амфиболов. В отдельных группах амфиболов характеристичными могут быть полосы во всех областях спектра колебаний амфиболовой ленты ($400-1300 \text{ см}^{-1}$) — деформационных (Барабанов и др., 1974), симметричных типа $\nu_s \text{ Si-O-Si}$ (Кузнецова, Липатова, 1973; Куковский, Литвин, 1970; Барабанов и др., 1974; Липидес, Шишкина, 1976) и в области основной полосы — $900-1200 \text{ см}^{-1}$, как показано в настоящей работе. Соотношение полос — как по типу связи с определенным катионом, так и по принципу связи с катионом в определенной позиции — противоречиво для всех изученных амфиболов.

Широко распространенное в литературе мнение о том, что заполнение тетраэдров различными катионами приводит к размытию основной полосы, очевидно, ошибочно. Изменение разрешенности полос, в том числе основной полосы, обусловлено катионами октаэдрического слоя, определяющими конфигурацию тетраэдрической ленты.

На основании изложенного можно сделать вывод о невозможности выделения полос, характеристичных для всей группы амфиболов. Закономерности проявления квазихарактеристичности колебаний в отдельных рядах требуют дальнейшего анализа. Внутри изоморфных групп и рядов составов однозначное соотношение полос с типом колебаний на основании факта существования зависимости параметров полос от состава следует проводить крайне осторожно, учитывая сложный взаимозависимый характер изоморфных замещений. Кроме того, не исключено, что выделение определенных типов колебаний по ИК-спектру не отражает физической сущности явления. На это указывают анализы ИК-спектров как амфиболов, так и слюд (Тарасевич, Сивалов, 1972). Приведенные результаты исследований ИК-спектров амфиболов могут способствовать построению более совершенной модели колебаний кристалла как целой системы.

АМФИБОЛЫ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ МНР И ДРУГИХ РЕГИОНОВ

Составы амфиболов из щелочных гранитоидов МНР приведены выше (см. табл. 5, рис. 13). Как уже говорилось, амфиболы из щелочных гранитоидов расположены в полях составов рибекит-арфведсонитов и кальциевых катафоритов, реже между составами катафорита и эденита.

Амфиболы щелочных гранитов Хан-Богдинского массива в подавляющем большинстве отнесены к серии рибекит — арфведсонит, часто с высокими (больше трех) значениями показателя $X + A$, реже — к кальциевым катафоритам. К субкальциевым амфиболам может быть отнесен только образец из ранних «красных» граносиенитов, слагающих ксенолиты или крупные провесы кровли среди щелочных гранитов Хан-Богдинского массива. Амфибол из щелочных гранитов главной фазы (ХБ-898, см. табл. 5) находится на границе рибекит-арфведсонитов, кальциевых катафоритов и рихтеритов.

Крайне своеобразен амфибол ХБ-810/170, выделенный из щелочногранитного пегматита Северного участка, где он образует псевдоморфозы по неизвестному минералу октаэдрической формы. Этот амфибол составляет более 90% псевдоморфоз, в которых кроме него участвуют редкоземельные фторокарбонаты, циркон и редкий фаялит (?). Первичный состав псевдоморфоз установить пока не удается, но их валовый состав близок к составу рассматриваемого амфибола с добавлением компонентов перечисленных минералов. По химическому составу амфибол является промежуточным между грюнеритом (с повышенным содержанием марганца) и рибекитом. Количество катионов в группе X составляет 1,98, причем несколько больше половины приходится на щелочи с кальцием, а остальная часть — на марганец и двухвалентное железо. В октаэдрической группе резко преобладают катионы двухвалентного железа, присутствуют трехвалентное железо и титан (около 1 атома на формульную единицу). В тетраэдрической координации половина атомов кремния замещена алюминием. Такие промежуточные по составу амфиболы известны для железистых кварцитов (Павленко, 1959; Половинкина, 1953; Елисеева и др., 1961). Правда, они там значительно более магнезиальные, чем в нашем случае. Амфибол рибекит-грюнеритового состава из щелочных гранитоидов, по-видимому, рассматривается впервые.

Наиболее преобладающие среди гранитов Хан-Богдинского массива рибекит-арфведсониты характеризуются колебанием параметра $X + A$ от 2,7 до 3,6. В соответствии с рассмотренной выше номенклатурой этой изоморфной серии амфиболов преобладают арфведсониты и менее распространены рибекит-арфведсониты. В основном это предельно железистые разности, в

которых содержание магния не превышает 3,7 % (ХБ-856/7). Они заметно менее литиевые и фтористые, чем рибекит-арфведсониты Нигерии (см. табл. 7).

Схема изоморфизма и связь состава с параметрами решетки рибекит-арфведсонитов Хан-Богдинского массива рассмотрены выше. Состав амфиболов этого массива зависит от последовательности формирования соответствующих пород (см. рис. 1). Наиболее арфведсонитовые разности амфиболов ($c(X + A) > 3,1$) и кальциевые катафориты характерны для гранитов главной фазы, пегматоидных гранитов, шлировых пегматитов в гранитах главной фазы и массивных экеритов. Более богатые рибекитовым миналом амфиболы тяготеют к экеритам и особенно к расположенным в них пегматитам «слоистых» тел, которые, по-видимому, отражают наиболее поздний этап дифференциации гранитоидов. Следовательно, можно говорить о том, что в процессе эволюции гранитоидов Хан-Богдинского массива амфиболы переходят от кальциевых катафоритов и арфведсонитов к рибекит-арфведсонитам. При этом амфиболы поздних генераций имеют тенденцию к образованию наиболее кремнистых разностей с минимальной степенью замещения кремния в четверной координации.

В щелочных гранитоидах Улканского плутона (Гамалея, 1970) амфиболы из поздних пегматитов также обедняются компонентами, замещающими кремний, по сравнению с амфиболами щелочных гранитов главной фазы (среднее отношение $[Al^{IV} + Ti^{IV} + (Fe^{3+})^{IV}]/8$ соответственно равно 2,24 и 7,94). В то же время по мере эволюции гранитоидов данного плутона амфиболы меняют свой состав от рибекита до оксиарфведсонита (см. рис. 35).

В молодых гранитах Нигерии, как уже говорилось, более арфведсонитовые амфиболы являются и наиболее кремнистыми (см. рис. 20). Возможно, здесь эволюция гранитоидов (степень дифференцированности) сопровождается переходом амфиболов от рибекит-арфведсонитов к арфведсонитам.

В щелочных гранитоидах всех других массивов МНР подавляющее число амфиболов относится к изоморфной серии рибекит — катафорит. Амфибол из гранитов массива района Мандал-Гоби — типичный феррогастингсит. Амфибол СШЭ-1357 содержит весьма высокую концентрацию титана, соизмеримую с содержанием этого элемента в керсутите. Однако, скорее всего, он относится к группе кальциевого катафорита в связи с более высоким содержанием щелочей в группе $(X + A)$, чем это бывает в керсутите, повышенным содержанием трехвалентного железа и общей высокой железистостью. Как известно, предельно железистые керсутиты в природе не выявлены (Дир и др., 1965).

Наиболее богатые натрием амфиболы серии рибекит — кальциевый катафорит, близкие к рибекиту, характерны для позд-

них образований рассматриваемых массивов щелочных гранитов (граниты фаз дополнительных интрузий, жильных гранитов и пегматитов). Амфиболы же гранитов главных фаз, эидо-контактовых граносиенитов и гранофилов (Баян-Уланский массив) тяготеют к более кальциевым составам. В этом случае можно говорить, что намечается дифференциация состава амфибола от кальциевого катафорита к рибекиту по мере эволюции гранитоидов. Подобное же уменьшение содержания кальция и переход амфиболов от рихтерита к арфведсониту отмечается при переходе от вкрапленников к микролитам в стекловатых пантеллеритах (Nicholls, Carmichael, 1969). Характерно, что содержание кальция при переходе от вкрапленников к микролитам уменьшается и в пироксенх пантеллеритов, когда натриевые геденбергиты вкрапленников сменяются эгиринами в микролитах (Nicholls, Carmichael, 1969).

ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА АМФИБОЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ ОТ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Амфибол наряду, например, с эгирином — ведущие темноцветные минералы щелочных гранитоидов. Они характеризуются широким диапазоном составов, поэтому могут служить индикаторами условий образования щелочных гранитоидов. Рассмотрим этот вопрос с позиции анализа минеральных парагенезисов щелочных гранитоидов.

К сожалению, щелочные гранитоиды чаще всего довольно маломинеральные породы, если рассматривать минералы, сложенные главными породообразующими окислами. Это создает основную трудность при анализе парагенезисов минералов щелочных гранитов — неоднозначность выбора факторов состояния рассматриваемой системы. Отсюда различные варианты зависимостей парагенезисов щелочных гранитоидов от внешних условий (Павленко, Коваленко, 1960; Коваленко, 1964; Беус, 1968; Зырянов, 1969; Маракушев и др., 1966; Минеев, 1968; Коваленко, и др., 1971; Тарарин, 1971). Особенно проблематичны выбор и обоснование условно «инвариантных» минеральных парагенезисов. Здесь, видимо, следовало бы пойти по пути, использованному Д. С. Коржинским (1948, 1957) при рассмотрении минеральных парагенезисов гранитоидов, когда инвариантный парагенезис был выявлен в гнейсах. Насколько известно автору, анализ минеральных парагенезисов щелочногранитных гнейсов никем не проводился, хотя некоторые данные по таким гнейсам имеются (Floor, 1966).

Вторая сложность в анализе минеральных парагенезисов

щелочных гранитоидов — это трудность заполнения составами всего интервала диаграмм состав — парагенезис, обусловленная выдержанностью состава щелочных гранитов. В связи с этим также появляется большая неопределенность в выборе факторов состояния, чем это возможно для метаморфических пород, когда влияние состава вмещающих пород на минеральные парагенезисы удается учесть довольно однозначно.

Рассмотрим парагенезисы щелочных гранитоидов, образовавшихся в различных условиях. Особенностью данного анализа, отличающей его от многих других, является использование, где только это было возможно, переменности состава амфиболов.

Если рассматривать минеральные парагенезисы щелочных гранитоидов примерно в одном интервале составов, то можно наметить три четко разделяющиеся, в первую очередь по температуре образования, группы: 1) эффузивную, часто стекловатую (пантеллериты, комеидиты); 2) субвулканических моношпатовых щелочных гранитоидов; 3) двушпатовых щелочных гранитоидов.

Все породы перечисленных групп парагенезисов состоят из обычных породообразующих окислов: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O , F . Но в минералах, слагающих парагенезисы щелочных гранитоидов, они комбинируются строго определенным образом. Перечень типичных минералов этих парагенезисов следующий: кварц, калинатровый полевой шпат (анортоклаз, микроклин-пертит и т. д.), калиевый полевой шпат, альбит № 0—8, натриевый геденбергит, эгирин, коссирит (энигматит), амфиболы (рихтерит, кальциевый катафорит-рибекит, рибекит-арфведсонит-оксиарфведсонит, глиноземистые рибекиты, железистые эккерманиты), фаялит, магнетит, тухуалит, биотит, астрофиллит.

Фашия вкрапленников стекловатых пантеллеритов и комеидитов. В наиболее высокотемпературной фашии щелочных гранитоидов, представленной минеральными парагенезисами вкрапленников стекловатых пантеллеритов и комеидитов, сравнительно широко развиты анортоклаз, кварц, натриевый геденбергит, энигматит, фаялит, магнетит (или титаномагнетит), реже встречаются щелочные амфиболы. Последние представлены рихтеритом в парагенезисе с натриевым геденбергитом, энигматитом, анортоклазом и кварцем (пантеллериты Кении), но вообще амфиболы среди вкрапленников агнаитовых стекол сравнительно редки. Среди микролитов пантеллеритов Кении известен также амфибол, близкий по составу к арфведсониту (Nicholls, Carmichael, 1969). Подробно парагенезисы вкрапленников пантеллеритов описаны в специальной работе (Коваленко, 1977).

Фашия моношпатовых щелочных гранитоидов. По-видимому, более низкотемпературной фашией щелочных гранитоидов

являются парагенезисы моношпатовых гранитов. Это типичные надсолъвус-граниты, образовавшиеся, по крайней мере, при температурах выше 650°C (выше критической точки щелочно-полевошпатового солъвуса). В отличие от рассмотренных выше пантеллеритов и комендитов, в парагенезисах моношпатовых гранитов широко развиты амфиболы (изоморфной серии кальциевый катафорит — рибекит и арфведсонит—рибекит). Составы амфиболов этих пород показаны на рис. 51, а. Парагенезисы моношпатовых щелочных гранитоидов отличаются также редкостью тройных парагенезисов железистых минералов. Очевидно, что кварц здесь сложен избыточным компонентом. Щелочной полевой шпат является единственным калиево-глиноземистым минералом моношпатовых щелочных гранитов, в которых он присутствует постоянно. Тогда при анализе парагенезисов минералов в первом приближении его можно выделить в качестве обособленного или избыточного компонента-минерала.

Все разнообразие парагенезисов в подавляющем числе случаев определяется различными комбинациями амфибола, эгирина, магнетита, фаялита. К более редким парагенезисам относятся парагенезисы с лепидомеланом, энigmatитом, астрофиллитом. Наиболее выдержаны парагенезисы Амф + Эг и Амф + Мт. Первые характеризуют гранитоиды Хан-Богдинского и частично Хар-Хадского массивов МНР, северо-восточной Тувы (Коваленко и др., 1968), острова Рокалл (Sabine, 1960), Казахстана, частично Нигерии и многих других регионов. Вторые типичны для щелочных гранитоидов Дашибалбарского,

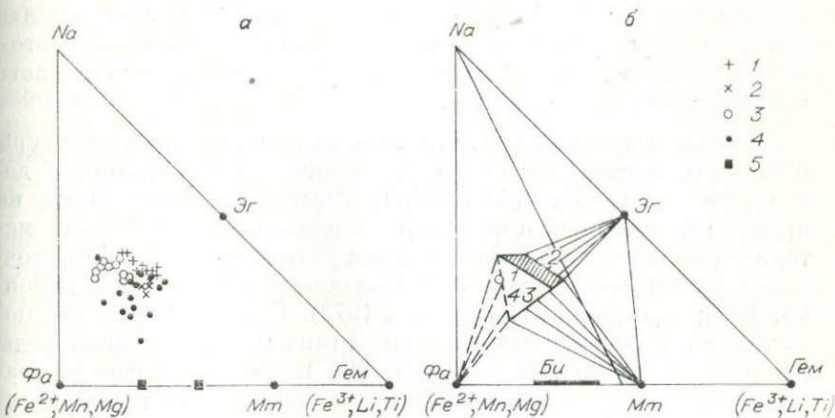


Рис. 51. Диаграмма состав — парагенезис моношпатовых щелочных гранитов при избытке кварца (а) и составы щелочных амфиболов (б).

1 — рибекит-арфведсониты МНР; 2, 3 — рибекит-арфведсониты Нигерии; 4 — амфиболы серии кальциевый катафорит — рибекит; 5 — составы биотитов. Штриховыми коннодами соединены предполагаемые парагенезисы амфиболов с фаялитом.

Баян-Уланского, Элесытуинского массивов МНР, Кольского полуострова (Чумаков, 1956; Ожогин, 1969).

Если считать, что эти два парагенезиса железистых минералов являются типичными, то рассматриваемая система должна описываться двумя виртуальными инертными компонентами. Наиболее вероятно, что это двух- и трехвалентное железо, а Na_2O становится вполне подвижным компонентом. Комбинации других компонентов здесь сохраняются такими же, как в пантеллеритах и комендитах. Тогда диаграмма состав — парагенезис (типа рассмотренных на рис. 51, б) будет отражать изменение минеральных парагенезисов в зависимости не только от соотношений виртуальных инертных компонентов, но и от уровня химического потенциала натрия (рис. 51). В соответствии с зависимостью $(\partial\mu_{\text{Na}_2\text{O}}/\partial\eta_{\text{Na}_2\text{O}}) > 0$ луч, проведенный из координатной точки натрия, должен пересечь каждую линию равных значений химического потенциала натрия в системе, причем общее повышение поверхности значений химического потенциала натрия должно быть направлено в сторону координаты этого компонента (Коржинский, 1957).

Поскольку химические потенциалы натрия равны в сосуществующих минералах, то эквипотенциальные линии в рассматриваемой системе совпадают с коннодами биминеральных парагенезисов. Следовательно (см. рис. 51), при заданном соотношении закисного и окисного железа в системе переход от парагенезиса амфибола с магнетитом к парагенезису амфибола с эггирином соответствует повышению химического потенциала натрия. В этом же направлении отмечается переход от кальциевого катафорита к рибекиту от рибекита к арфведсониту. Не исключено, что в случае парагенезиса фаялита с амфиболом с ростом химического потенциала натрия возможен переход кальциевого катафорита к арфведсониту.

Мияширо предполагал, что по мере понижения температуры в породах происходит смена катафорита арфведсонитом и далее рибекитом (Miyashiro, 1957). Рассмотрим этот вопрос на примере имеющегося в нашем распоряжении более полного материала по щелочным амфиболам и с учетом существенного уточнения схем изоморфизма в них (Коваленко и др., 1968; Kovalenko, 1968; Тугаринов, Коваленко, 1973). Будем считать, что показателем температуры является химический потенциал воды (Коржинский, 1957; Маракушев, 1965). Наиболее распространены парагенезисы без лепидомелана, энigmatита и астрофиллита (поля 4, 6 диаграммы щелочность — температура; Тарарин, 1971). Парагенезисы с лепидомеланом вполне удачно рассмотрены И. А. Тарариным (1971), а с астрофиллитом — В. Н. Зыряновым (1968), хотя данных по этим парагенезисам пока еще очень мало. Пусть дана система: 1) виртуальные инертные компоненты Fe^{2+} , Fe^{3+} ; 2) изоморфные инертные ком-

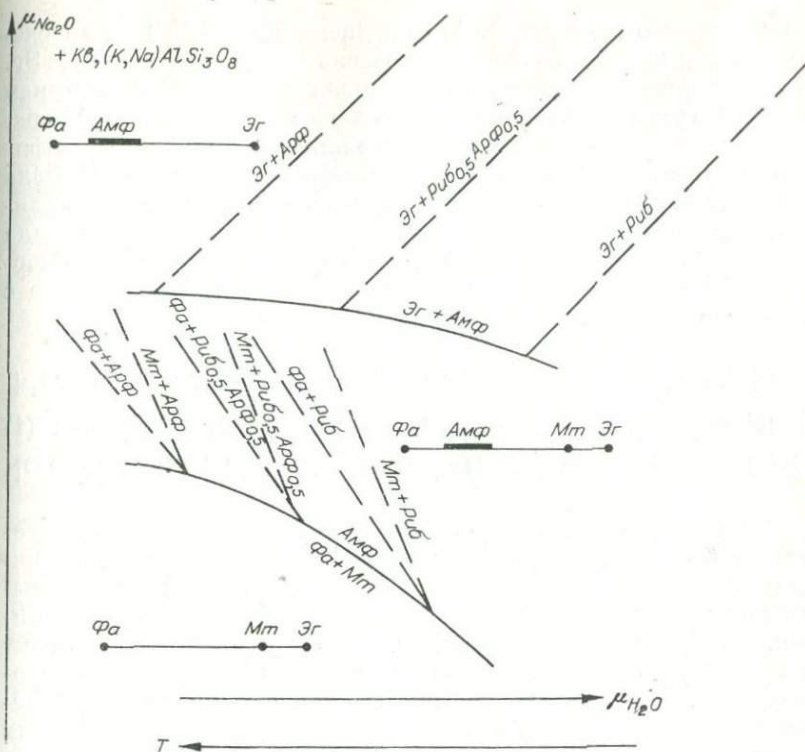


Рис. 52. Диаграмма химических потенциалов окиси натрия и воды для парагенезисов моношатовых щелочных гранитоидов.

поненты (Fe^{2+} , Mn , Mg^*), (Fe^{3+} , Li , Ti); 3) избыточные инертные компоненты SiO_2 ; 4) обособленные инертные компоненты-минералы $(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$; 5) вполне подвижные компоненты Na_2O , CaO^{**} , H_2O , F ; 6) компоненты-примеси Rb_2O , BaO и т. п.

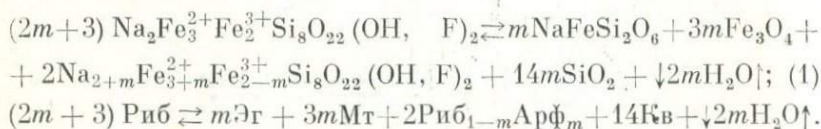
С учетом зависимости химического потенциала воды от температуры и постоянства общего давления (субвулканические условия образования) парагенезисы Амф + Эг, Амф + Мт, Амф + Фа являются дивариантными. Моновариантные парагенезисы с амфиболом в рассматриваемой системе рассчитаны из соответствующих реакций (рис. 52).

Относительное положение линий моновариантных равновесий Эг + Амф + Мт и Амф + Фа + Мт может быть получе-

* Видимо, иногда окись магния может вести себя и вполне подвижно при образовании щелочных гранитов (например, при образовании кайм щелочного амфибола вокруг магнетита, когда содержание магния в амфиболе не зависит от его концентрации в исходный породе; Коваленко, 1964).

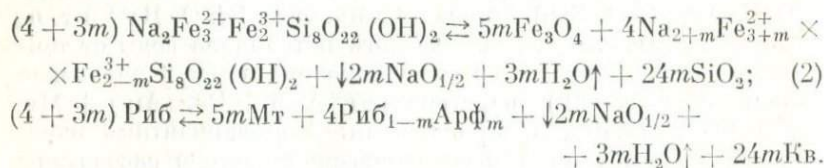
** В рассматриваемых породах часто присутствует флюорит. В этом случае CaF_2 — избыточный минерал.

но с помощью правила Ф. А. Скрейнемакерса (1948) при расчете условно инвариантного равновесия $\text{Фа} + \text{Амф} + \text{Мт} + \text{Эг}$. С повышением химического потенциала натрия и понижением температуры (повышением химического потенциала воды) парагенезис фаялита с магнетитом сменяется парагенезисом амфибола с магнетитом и затем этирина с амфиболом. Состав амфибола в моновариантных парагенезисах зависит от температуры (химического потенциала воды) либо от химического потенциала натрия. Влияние температуры на состав амфибола при постоянстве содержания натрия в системе может быть оценено с помощью реакции



Из этой реакции следует, что образование более арфведсонитового амфибола при данном содержании натрия сопровождается выделением воды (эндотермический эффект), что указывает на более высокую температуру образования арфведсонитов, чем рибекитов. Подтверждением этому может служить факт отсутствия арфведсонитов из относительно низкотемпературных по сравнению с магматическими породами метаморфических щелочных гнейсов и железистых кварцитов, для которых как раз характерен парагенезис Амф + Эг + Мт.

В двивариантном поле Амф + Мт могут быть заданы амфиболы постоянного состава, в связи с чем вариантность системы понизится до единицы (Коржинский, 1957), а парагенезисы магнетита с амфиболом постоянного состава будут выражены линиями. Уравнение таких линий для рибекит-арфведсонитов выводится из реакции

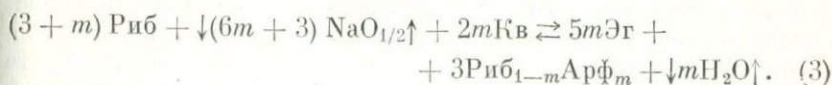


При бесконечно малых значениях m реакция соответствует равновесию магнетита с амфиболом постоянного состава и угол наклона линий таких равновесий определяется как $\text{tg } \alpha = \Delta\text{H}_2\text{O}/\Delta\text{NaO}_{1/2} = 3/2$.

Наклон линий амфиболов постоянного состава показывает, что смещение состава амфиболов в сторону арфведсонита возможно при повышении температуры (понижении химического потенциала воды) и понижении химического потенциала натрия.

Аналогичные линии равных составов амфиболов показаны для того же дивариантного поля и в случае парагенезиса $\text{Фa} + \text{Амф}$ (см. рис. 52). От равновесия $\text{Мт} + \text{Риб}_m\text{Арф}_{1-m}$ они отличаются наклоном температуры (повышением химического потенциала (воды) арфведсониты переходят в рибекиты.

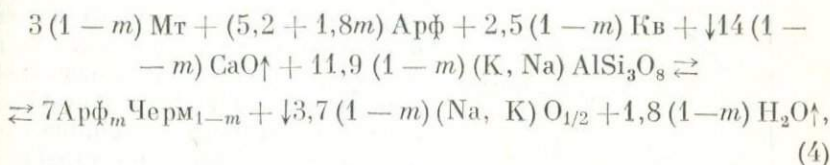
В связи с широким распространением в щелочных гранитоидах парагенезиса амфибола с эгирином важно рассмотреть в нем связь состава амфибола и внешних условий. Она иллюстрируется линиями равного состава амфибола в поле $\text{Амф} + \text{Эг}$ (см. рис. 52). Уравнение их имеет вид:



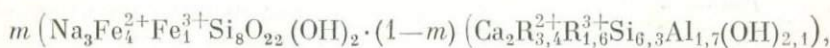
Тангенс угла наклона этих линий имеет положительное значение. Следовательно, повышение химического потенциала натрия и температуры должно смещать состав амфибола в равновесии $\text{Амф} + \text{Эг}$ в сторону арфведсонита.

Аналогично линии равного состава амфиболов для дивариантного поля $\text{Эг} + \text{Амф}$ могут быть легко рассчитаны для парагенезиса $\text{Фa} + \text{Амф}$. Они будут иметь тот же наклон, что и в поле $\text{Амф} + \text{Мт}$.

Большой интерес представляет также выявление зависимости состава амфибола изоморфной серии рибекит — кальциевый катафорит от температуры и щелочности. В отличие от вышерассмотренных, эти амфиболы содержат глинозем, в связи с чем в реакцию вводится обособленный компонент-минерал $(\text{K}, \text{Na}) \text{AlSi}_3\text{O}_8$, а щелочи рассматриваются в виде одного обобщенного компонента $(\text{K}, \text{Na}) \text{O}_{1/2}$. Для наиболее распространенного парагенезиса $\text{Амф} + \text{Мт}$ линии постоянного состава амфиболов серии рибекит — кальциевый катафорит определяют следующей реакцией:



где m — мольная доля щелочноамфиболового минерала. В целом же состав серии при расчете принят как изоморфная смесь арфведсонита и чермакита:



хотя можно было бы рассмотреть ее как изоморфную серию рибекита и амфибола состава $\text{Ca}_{2,5}\text{R}_4^{2+}\text{R}_1^{3+}\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Тангенс угла наклона линии, соответствующей этой реакции, имеет отрицательное значение ($\Delta H_2O/\Delta(Na, K)O_{1/2} = -0,5$, и соответствующие линии постоянного состава амфиболов наклонены положе, чем линии $Mt + Rиб-Арф$ (см. рис. 52). Но общее направление эволюции амфиболов то же. С повышением химического потенциала натрия и понижением температуры (повышением химического потенциала воды) амфиболы серии рибекит — кальциевый катафорит становятся все более щелочными. По-видимому, общее расположение линии монвариантного равновесия $Амф + Фа + Мт$ в случае амфибола рибекит-катафоритового состава должно быть в области более низких значений химического потенциала натрия, чем это показано на рис. 52.

Таким образом, оценка влияния температуры на состав амфибола во всех парагенезисах, отмеченных в щелочных гранитах, показывает, что при постоянстве других факторов понижение температуры способствует образованию рибекитовых амфиболов как в серии рибекит—арфведсонит, так и в серии рибекит—кальциевый катафорит. Роль химического потенциала натрия может быть двойкой. В парагенезисе $Rиб-Арф + Мт$ повышение его благоприятно смещению состава амфибола в сторону рибекита, а в парагенезисе амфибола с эгирином—в сторону арфведсонита. В парагенезисе $Арф-Черм + Мт$ с повышением химического потенциала натрия кальциевые катафориты сменяются рибекитами.

После проведенного анализа ясны уточнения, которые должны быть внесены в температурную зависимость состава щелочных амфиболов, предложенную Мияширо. В действительности

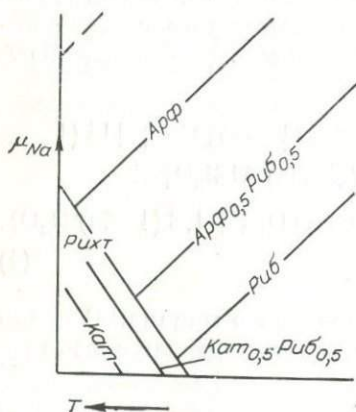


Рис. 53. Схематическая зависимость состава щелочных амфиболов от величины химического потенциала натрия и температуры.

отмечается зависимость состава амфиболов и от температуры, и от щелочности (химического потенциала натрия). Наиболее вероятный вариант такой зависимости, основанный на наиболее часто встречающихся парагенезисах амфиболов, изображен на рис. 53. При постоянстве химического потенциала натрия схема Мияширо хорошо выдерживается. Однако при одновременном изменении и температуры и химического потенциала натрия эволюция амфиболов может отличаться от схемы Мияширо. В предполагаемом варианте при высокой температуре с повышением химического потенциала натрия кальцие-

вый катафорит переходит в рихтерит (см. рис. 53). Действительно, среди вкрапленников очень щелочных пантеллеритов Кении мы имеем рихтериты, в то время как в моношпатовых гранитах более низкой щелочности обычны кальциевые катафориты.

Интересно, что в ряду рибекит — кальциевый катафорит состав амфибола взаимосвязан с составом щелочного полевого шпата (рис. 54). Очевидно, что более кальциевый амфибол ассоциирует с более натриевым щелочным полевым шпатам. Распределение компонентов в сторону образования более щелочных амфиболов и калиевых щелочных полевого шпатов проявляется, судя по всему, в более низкотемпературных и щелочных условиях. Однако скорее всего этому способствует понижение температуры, а не повышение щелочности (химического потенциала натрия).

Об этом можно судить потому, что в пантеллеритах при переходе от вкрапленников к микролитам также наблюдается обогащение щелочного полевого шпата калием, а амфибола — натрием, хотя имеется обогащение основной массы натрием и следовало бы ожидать более натриевых шпатов при повышении активности натрия в системе. Видимо, коэффициент распределения натрия между амфиболами и щелочными полевыми шпатами резко зависит от температуры (с понижением температуры $K = Na_{\text{Амф}}/Na_{\text{ЩПШ}}$ растет).

Фация двушпатовых щелочных гранитоидов. Судя по всему, парагенезисы двушпатовых щелочных гранитоидов наиболее низкотемпературные из всех рассмотренных (температура их образования ниже 650°C , т. е. ниже температуры критической точки щелочнополевошпатового субсолидуса). Геологически это подтверждается поздним характером проявления парагенезисов двушпатовых гранитоидов по сравнению с моношпатовыми и обилием в таких породах многочисленных водных и фтористых минералов, особенно редкометаллических. Из полевого шпатов здесь распространены альбит № 0—7, а также калиевый полевой шпат (чаще всего микроклин) (Коваленко, 1977). В некоторых разностях щелочных гранитов Кольского полуострова отмечаются олигоклазы № 15—20 вместо альбита.

Из щелочных темноцветных минералов в двушпатовых щелочных гранитоидах наиболее широко распространены амфиболы рибекит-арфведсонитовой серии и эгирин.

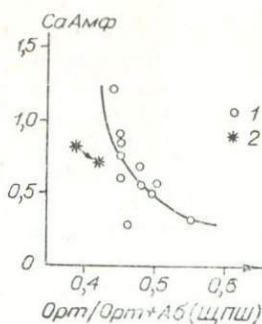


Рис. 54. Корреляция между содержанием кальция в амфиболах и мольной долей ортоклаза в щелочных полевошпатах щелочных гранитоидов.

1 — щелочные гранитоиды; 2 — стекловатые пантеллериты (стрелкой показано направление перехода от вкрапленников к микролитам).

В связи с появлением второго щелочного полевого шпата в рассматриваемых парагенезисах число инертных компонентов в них должно на единицу превышать таковое в моношпатовых гранитах. Представим компоненты парагенезисов двушпатовых щелочных гранитов в виде следующего ряда: SiO_2 , KAlSi_3O_8 , Al_2O_3 , Na_2O , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , H_2O , F . Тогда, принимая во внимание соображения о выборе факторов состояния рассмотренных выше систем, компоненты могут быть сгруппированы следующим образом.

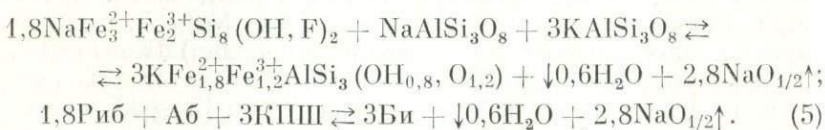
Внешние условия: T , P , $\mu_{\text{H}_2\text{O}(\text{F})}$, μ_{Na} , μ_{Ca} .

Инертные компоненты: а) избыточные — SiO_2 ; б) обособленные компоненты-минералы — KAlSi_3O_8 и акцессорные минералы; в) изоморфные (Fe , Mn , Mg); г) виртуальные (Fe , Mn, \dots), Fe^{3+} , Al .

Вполне подвижные компоненты: Na_2O , CaO , $\text{H}_2\text{O}(\text{F})$.

Минеральные парагенезисы двушпатовых щелочных гранитов, таким образом, при постоянстве внешних условий могут быть описаны тройной диаграммой с координатами Fe^{2+} , Fe^{3+} и Al . Сходная по координатам диаграмма состав — парагенезис рассмотрена И. А. Тарариным (1971). Однако в этой работе избыточным компонентом-минералом принят альбит, а не калиевый полевой шпат. При расчете различных реакций здесь рассматривается обобщенный щелочной компонент $(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}$. В случае равновесий с участием биотита и рибекита, например, баланс алюминия в реакции приходится уравнивать, добавляя избыточный альбит. Обобщенный щелочной компонент в таких реакциях неэквивалентен для правых и левых частей реакции, так как с одной стороны участвует калиевый биотит, а с другой — натриевые рибекит и альбит. Правомерность такого анализа вызывает сомнение. С формальной точки зрения наличие избыточного альбита, а не калиевого полевого шпата в присутствии натриевых железистых минералов равносильно признанию инертного поведения натрия. Тем не менее И. А. Тарарин рассматривает зависимость парагенезисов от температуры и химического потенциала натрия.

В случае избыточного компонента KAlSi_3O_8 реакции с участием биотита и рибекита теряют упомянутую противоречивость. Например, реакция для экстремальных составов биотита и рибекита (Тарарин, 1971, с. 104) имеет вид



В этом случае меняется не только значение тангенса угла наклона линии равновесия, но и его знак, что имеет большее значение для анализа минеральных парагенезисов.

Однако подчеркнем, что это замечание существенно только для состояния системы с участием калиево-железистой фазы. Скорее всего для рассматриваемой сравнительно низкотемпературной фации щелочных гранитоидов трудно допустить и полный изоморфизм титана с трехвалентным железом. Против этого говорит наличие в гранитах разнообразных титаносиликатов, щелочей, иногда сфена, астрофиллита. В первом приближении титан можно отнести к обособленному компоненту-минералу (например, сфену).

Диаграмма состав — парагенезис для двухшатовых щелочных гранитов (рис. 55) имеет довольно простой вид с преобладающим парагенезисом $Ab + Amf$ (Риб—Арф)+Эг. В этих условиях не устойчивы магнетит и биотит. Некоторые общие соображения об устойчивости биотита в парагенезисе с рибекитом приведены И. А. Тарариным (1971), но в целом фактического материала по парагенезису щелочного амфибола с биотитом явно недостаточно. Если же ограничиться зависимостью состава амфибола от внешних условий в наиболее широко распространенных парагенезисах (см. рис. 55), то реакции соответствующих равновесий будут полностью аналогичны уравнениям (1)—(3) для фации моношатовых гранитов. Действительно, поскольку в рассматриваемых парагенезисах альбит — единственная фаза глинозема, все реакции будут протекать без участия альбита и во всех равновесиях альбит оказывается индифферентной фазой (Скрейнемакерс, 1946).

Таким образом, приходим к выводу, что парагенезисы двухшатовых щелочных гранитов описываются той же диаграммой температура — химический потенциал натрия (см. рис. 52),

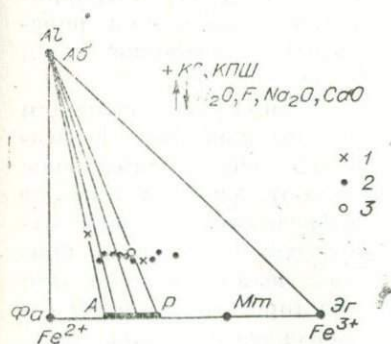


Рис. 55. Диаграмма состав — парагенезис двухшатовых щелочных гранитоидов (1—3 — составы слюд из некоторых разновидностей щелочных гранитов).

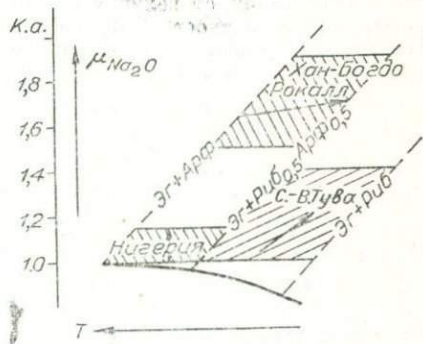


Рис. 56. Составы амфиболов щелочных гранитоидов МНР, Тувы, о-ва Рокалл и Нигерии (к. а. — коэффициент асплантности пород). Стрелками показано изменение составов амфиболов в последовательных дифференциатах щелочных гранитоидов.

что и парагенезисы моношатовых гранитов. Зависимости состава амфибола серии рибекит — арфведсонит, вытекающие из этой диаграммы, также уже обсуждались.

На рис. 56 изображены поля амфиболов для парагенезисов двухшатовых амфибол-эгириновых гранитов, а также направления эволюции составов амфиболов. В целом можно сказать, что граниты Хан-Богдинского массива и о-ва Рокалл образовались при весьма высокой щелочности и сравнительно низкой температуре. Этому соответствует очень высокое значение коэффициента агпаитности рассматриваемых пород. Известно, что высокая щелочность способствует повышению окислительного потенциала системы (Щербина, 1972). Возможно, что в

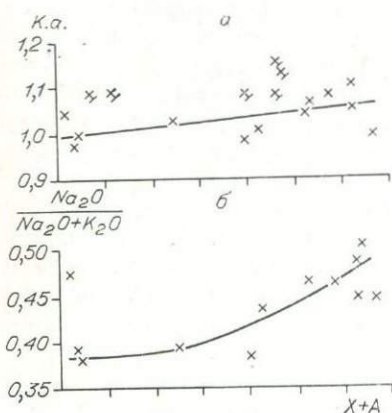


Рис. 57. Зависимость параметра $(X + A)$ амфиболов рибекит-арфведсонитовой серии от величины коэффициента агпаитности (a), натриевости (b) щелочных гранитов Нигерии.

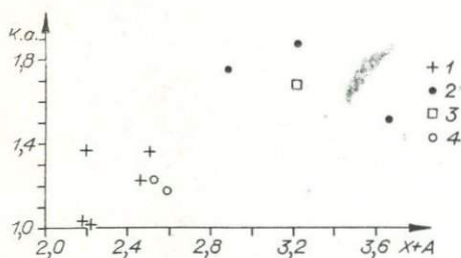


Рис. 58. Взаимосвязь коэффициента агпаитности щелочных гранитов и параметра $(X + A)$ амфиболов.

Щелочные граниты: 1 — Тувы, 2 — Хан-Богдинского массива, МНР, 3 — о-ва Рокалл, 4 — Дашибалбарского массива, МНР.

связи с этим арфведсониты данных гранитов в значительной степени окислены. Характерно, что при весьма высоких коэффициентах агпаитности пород в них устойчив только арфведсонитовый амфибол. В то же время при более низкой щелочности могут быть устойчивы амфиболы всего ряда рибекит — арфведсонит. Это обусловлено, по-видимому, относительно высокой температурой парагенезисов с арфведсонитом (Нигерия, рис. 57) и сравнительно низкой — с рибекитом (северо-восточная Тува, рис. 58).

В процессе эволюции гранитоидов Хан-Богдинского массива амфиболы меняют свой состав от арфведсонита к рибекит-арфведсониту. Этот процесс возможен даже при некотором возрастании химического потенциала натрия (см. рис. 58). Сходная картина эволюции состава амфиболов по направлению к рибекиту намечается и в гранитах северо-восточной Тувы. Имею-

щийся набор амфиболов гранитов Нигерии (Vorley, 1963), скорее всего, отражает приблизительно изотермический ряд с последовательным возрастанием химического потенциала натрия (см. рис. 57).

Кратко сопоставим парагенезисы рассмотренных трех температурных фаций щелочных гранитоидов. Для эффузивной фации имеются данные (на основании составов сосуществующих магнетита и ильменита в парагенезисах вкрапленников, не содержащих амфибола) о кристаллизации вкрапленников при температурах 900—1025°C в условиях фугитивности кислорода, определяемого буфером $Kв + Мт + Фа$ (Nicholls, Carmichael, 1969). Такая высокая температура свидетельствует о низком давлении воды при образовании данных парагенезисов. На это же косвенно указывают высокие концентрации хлора в стеклах пантеллеритов и комендитов (Nicholls, Carmichael, 1969). В присутствии водной фазы хлор, предпочтительно концентрируясь во флюиде (Рябчиков, 1973), должен покидать расплав. В связи с низким значением давления воды среди вкрапленников пантеллеритов и комендитов возникают парагенезисы главным образом безводных щелочных темноцветных минералов. Но уже в условиях образования микролитов содержания воды в расплаве были достаточны для образования амфиболов. Несомненно, что при существенном влиянии воды образовались парагенезисы моношпатовых гранитов, поскольку среди их парагенезисов широко распространены амфиболовые.

Парагенезисы двушпатовых щелочных гранитов почти наверняка образовались в условиях насыщения водой расплава. Об этом свидетельствуют низкая температура ($< 650^\circ\text{C}$) и поздний характер образования пород, широкое развитие в них водосодержащих минералов (в том числе редкометалльных), неоднородность текстур и структур, распространение шпировых пегматоидов. К сожалению, трудно пока оценить абсолютные значения термодинамических условий образования щелочных гранитов, поскольку надежные термодинамические константы для щелочных темноцветных минералов отсутствуют. Общие условия стабильности последних колеблются в широких пределах. Например, верхний предел стабильности эгирина в присутствии воды колеблется в интервале температур 800—870°, причем наиболее высокая температура характерна для кислородного буфера $Гем + Мт$, а самая низкая — для буфера $Kв + Фа + Мт$ (Bailey, 1969). Нижний предел его устойчивости (в парагенезисе с $Kв$ и $Гем$) опускается до температуры ниже 500°C (Ernst, 1962). Важно, что эгирин кристаллизуется только в случае, когда в системе присутствует нормативный силикат натрия, т. е. при $Na + K > Al + Fe^{3+}$.

Судя по экспериментальным данным (Ernst, 1962), стабильность рибекита не превышает 520°C ($P_{H_2O} = 0,5-2$ кбар), а ассоциация рибекита и эгирина устойчива при наиболее высокой

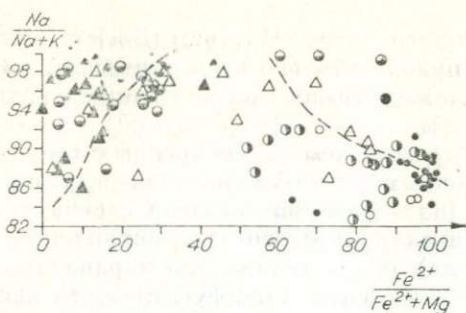


Рис. 59. Зависимость величины $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ и $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ (в мол. %) в щелочных амфиболах (Kovalenko, 1968).

фугитивности кислорода, определяемой буфером Гем + Мт. С повышением температуры и понижением фугитивности кислорода (до 700° и $\log f_{\text{O}_2} = -22,5$) становится устойчива ассоциация рибекит-арфведсонита (или арфведсонита) с эгирином. В целом похоже, что формирование амфиболсодержащих двуплатовых щелочных гранитов протекало в том же интервале изменения фугитивности кислорода, что и образование нормальных биотитовых гранитов (буфер $\text{Ni} + \text{NiO}$; Рябчиков, 1973). Для рассмотренных выше парагенезисов было бы интереснее оценить влияние химического потенциала натрия при постоянстве фугитивности кислорода на устойчивость минералов, но таких экспериментальных данных не имеется.

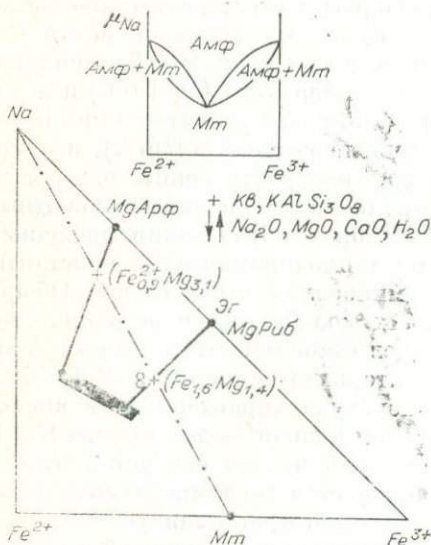


Рис. 60. Экстремальные составы амфиболов (+) в парагенезисе с магнетитом в сериях рибекит — магнизиорибекит и арфведсонит — магнизиоарфведсонит (штрих-пунктирная линия).

Магнезиальность щелочных амфиболов. В щелочных гранитоидах амфиболы, как правило, представлены почти предельно железистыми разновидностями (см. табл. 5 — 7). В редких случаях выявлены рибекиты с магнезиальностью $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Mn} + \text{Fe}^{2+} = 0,44$ (Kovalenko и др., 1968). В то же время общее сопоставление магнезиальности всех щелочных амфиболов показывает, что наиболее широко распространены железистые и магнезиальные амфиболы, а амфиболы средней железистости сравнительно редки (рис. 59). Возможно, этот факт объясняется наличием экстремальных составов амфиболов в рядах ри-

бекит — магнезиорибекит ($MgRib_{0,47}Rib_{0,53x}$) и арфведсонит — магнезиоарфведсонит ($Arf_{0,22}Mg Arf_{0,78}$) (рис. 60). В последнем случае — система с вполне подвижным поведением магния.

При указанных составах щелочных амфиболов соотношение двух- и трехвалентного железа в них оказывается таким же, как и в магнетите, т. е. имеется линейная зависимость между компонентами в двух фазах, что указывает на наличие экстремума (Коржинский, 1963). Амфиболы богаче магнетита натрием, магнием и водой. Следовательно, экстремальный парагенезис Амф + Мт характеризуется минимумом химического потенциала каждого из них при постоянстве всех других по сравнению с парагенезисами магнетита с более железистыми и более магнезиальными амфиболами (см. рис. 60). Поэтому при повышении химического потенциала натрия магнетит будет замещаться в первую очередь амфиболом экстремального состава. Видимо, природные парагенезисы щелочных амфиболов образуются при более высоких значениях химического потенциала натрия, чем при формировании экстремальной ассоциации. В связи с этим более стабильными в парагенезисе с магнетитом оказываются сравнительно железистые либо сравнительно магнезиальные щелочные амфиболы.

Несомненно, что на железистость щелочных амфиболов оказывают влияние и другие факторы, особенно в более сложных системах, чем рассмотренная выше. По крайней мере, известно, что железистость амфиболов в метаморфических и метасоматических породах может зависеть от температуры (Глаголев, 1957) и валового состава пород (Coleman, Parike, 1968).

Щелочные амфиболы в биметасоматических микроклинитах. Все рассмотренные выше парагенезисы щелочных амфиболов образовались в условиях вполне подвижного поведения CaO и избытка кварца. Эти условия не выдерживают при реакционном взаимодействии щелочных гранитоидов с габбро (Коваленко и др., 1965, 1966, 1969). При таком взаимодействии образовалась следующая метасоматическая зональность пород: 00 — эгирин-альбитовый гранит ($Kв + Эг + Аб$); 1 — рибекитовый гранит ($Kв + Rib + Mкл$); 2 — амфиболовый микроклинит ($Rиб + Mкл$); 3 — анхимономинеральный микроклинит ($Mкл$); 4 — биотитовый микроклинит ($Би + Mкл$); 0 — габбро ($Al_{50} + Pог + Би + Mт$).

Границы между указанными зонами четкие, с резкими метасоматическими фронтами замещения. Исключением являются границы между рибекитовыми микроклинитами и микроклинитами, с одной стороны, и мономинеральными и биотитовыми микроклинитами — с другой. Переходы между этими зонами связаны с постепенным уменьшением содержания рибекита или биотита по направлению к мономинеральным микроклинитам. Количественные соотношения минералов по зонам приведены в табл. 2. По направлению к контакту с габбро рибекит сменяется каль-

циевым рибекитом, по-видимому, распавшимся затем на рибекит и флюорит. Биотиты микроклинитов представлены лепидомеланами и оксилепидомеланами.

Анализ минеральных парагенезисов микроклинитов, а также поведение породообразующих компонентов в реакционной зоне показывают, что она образовалась при взаимном обмене гранитов и габбро кремнеземом, глиноземом, железом и другими компонентами (Коваленко, Брандт, 1969). Минеральные парагенезисы микроклинитов изображены на диаграмме состав — парагенезис (рис. 61) на основе инертных компонентов SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Как видно из этого рисунка, образование зон дву- и мономинеральных микроклинитов обусловлено реакционным биметасоматозом (Коржинский, 1948) между щелочными гранитами и габбро. Биметасоматоз с образованием микроклинитов осуществляется в результате диффузии инертных железа (с кальцием) и алюминия из габбро в гранит и кремния (с щелочами) из щелочного гранита в габбро. Особенно четко эта особенность процесса образования рассматриваемых пород видна на диаграмме химических потенциалов инертных компонентов (рис. 62) (Коржинский, 1948).

Диффузия инертных компонентов между габбро и щелочным гранитом возможна только в условиях, когда появляется хотя бы одна степень свободы. В связи с этим зоны непосредственного биметасоматоза (микроклиниты) сложены не более чем двумя минералами. В соответствии с диффузией компонентов находится постепенное уменьшение содержания рибекита в микроклинитах вплоть до образования мономинеральных микроклинитов, а затем — такое же постепенное изменение содержания биотита в микроклинитах (рис. 61).

Характерно, что в зоне мономинерального микроклинита химический потенциал трехвалентного железа (с кальцием)

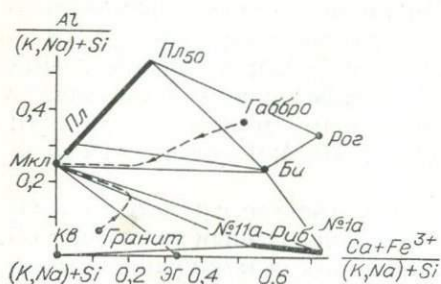


Рис. 61. Диаграмма состав — парагенезис для биметасоматических фельдшпатитов северо-восточной Тувы (Коваленко и др., 1966). Стрелками показано биметасоматическое изменение составов щелочного гранита и габброида.

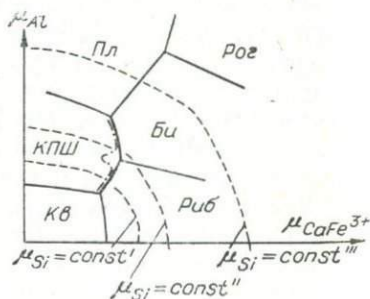


Рис. 62. Диаграмма химических потенциалов инертных компонентов при образовании биметасоматических фельдшпатитов (Коваленко и др., 1966).

проходит через минимум. С этим, по-видимому, связано то, что наиболее кальциевыми и богатыми трехвалентным железом рибекиты становятся в некотором удалении от зоны мономинерального микроклинита, и их кальциевость падает как в сторону щелочного гранита, так и в сторону габбро.

В связи с наличием аналогичного максимума химического потенциала окисного железа в зоне биотитового микроклинита содержание трехвалентного железа в лепидомеланах при переходе от мономинерального микроклинита в габбро также проходит через максимум.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В АМФИБОЛАХ

В связи с тем, что амфиболы — один из наиболее распространенных темноцветных минералов в щелочных, в том числе редкометалльных, гранитоидах, важно рассмотреть их роль в распределении характерных редких элементов. Имеющиеся в настоящее время сведения по этой проблеме приведены в табл. 22, 23.

Несомненно, что амфиболы концентрируют (по сравнению с породами) литий, фтор, цинк, нередко олово и ниобий. Противоположная тенденция наблюдается для рубидия.

Содержание лития в амфиболах из щелочных гранитоидов достигает 1%. При этом литий вместе с трехвалентным железом замещает двухвалентное железо и магний в структуре амфиболов, входя в октаэдрическую координацию (Addison, White, 1968). Чаще всего амфиболы содержат от 50 до 100% всего лития щелочных гранитоидов (табл. 24—26) и поэтому могут считаться и концентраторами (концентрируют литий до 65 раз), и главными носителями лития щелочных гранитоидов. Правда, имеются более редкие щелочные гранитоиды с полилитнионитом, в которых последний интенсивнее концентрирует литий, чем амфиболы. Содержание лития в амфиболах растет при переходе от кальциевых катафоритов к рибекитам и арфведсонитам. Скорее всего, это связано не с изменением структуры амфибола, благоприятным для вхождения в нее лития, а с обогащением литием пород, в которых образуются амфиболы. Процесс кристаллизации амфиболов в наиболее поздних породах как будто бы благоприятствует обогащению литием и пород, и входящих в них амфиболов. Наиболее богаты литием рибекит-арфведсониты и арфведсониты Нигерии (см. табл. 23). В меньших количествах литий входит в рибекиты северо-восточной Тувы и Улканского плутона.

Содержание фтора (вес. %), редких элементов ($n \cdot 10^{-4}$ вес. %) и индикаторные отношения некоторых из них в амфиболах щелочных гранитоидов Монголии

Номер образца	Li	Rb	Pb	Zn	Sn	W	Ba	Sr	Nb	Ta	Zr	Hf	F	K/Rb	Ba/Sr	Nb/Ta	Zr/Hf
<i>Хан-Богдинский массив</i>																	
ХБ-1049	93	9	12	830	26	Сл.	25	21	130	2,7	420	13	1,28	784	1,19	48,1	32,3
ХБ-1056	930	16	20	780	30	Нет	21	200	54	1,3	1780	42	1,32	607	0,11	41,5	42,4
ХБ-898	1097	14	16	4600	13	1,3	22	89	60	1,5	1200	20	2,30	1000	0,25	40,0	60,0
ХБ-900	1220	12	30	2100	15	1,9	28	100	45	2,0	950	15	1,52	1083	0,28	22,5	63,3
ХБ-1050	1450	15	30	1600	12	1,4	26	62	35	2,0	450	8	1,10	1019	0,42	17,5	56,3
ХБ-1054	840	10	23	1300	22	Сл.	26	41	48	2,0	420	12	1,18	1600	0,63	24,0	35,0
ХБ-1827	1630	20	6	1200	17	»	17	80	11,7	2,2	558	12,8	1,62	604	0,21	5,3	43,6
ХБ-1800	700	15	9	780	9,1	Нет	22	110	46	1,5	435	6,0	1,05	1000	0,20	30,6	72,5
ХБ-1809	370	10	9	1120	13	»	17	47	54	1,0	330	6,0	0,70	1620	0,36	54	55
ХБ-1801	840	10	15	1150	20	1	23	68	70	1,2	630	12,0	0,75	930	0,34	58,3	52,5
ХБ-1804	465	11	6	780	6,9	Сл.	17	21	He	He	He	He	1,05	1266	0,81	He	He
									опр.	опр.	опр.	опр.				He	He
ХБ-1811	1400	13	7	1700	16,5	1,2	25	36	60	1,0	500	8,0	1,30	1169	0,69	60,0	62,5
ХБ-1825	1910	17	6	1200	28	1,8	21	32	83,1	2,0	693	20	2,35	609	0,66	41,6	34,6
ХБ-1824	930	15	6	1400	21	Сл.	41	95	81,9	1,5	887	20,4	1,05	700	0,43	54,6	43,5
ХБ-1826	840	13	8	1100	14	»	20	17	10,7	2,4	726	16,5	1,12	653	1,18	4,5	44,0
ХБ-1820	1030	18	6	910	17	»	24	140	58,2	2,9	728	19,6	1,15	573	0,15	20,1	37,1
ХБ-1821	511	13	8	500	12	1	20	75	72,6	2,3	773	23,1	0,90	587	0,27	31,6	33,5
ХБ-1808	884	11	8	1320	63	2,3	17	25	320	3,0	950	18	0,75	692	0,68	106,7	52,8
ХБ-1053	1163	81		1400	15	1,0	23	50	20	2,0	2330	65	1,60	222	0,46	10,0	25,8

ХБ-1797	1210	26	6	730	17	Сл.	59	63	23,8	Нет	1606	54,1	1,25	544	0,95		29,7
ХБ-1792	1116	26	5	1250	24	1	31	44	23,8	»	2694	77,9	1,48	541	0,70		34,6
ХБ-1798	1260	28	6	690	20	Сл.	22	54	26,6	»	1400	44,6	1,32	512	0,41		31,4
ХБ-856/5	1300	55	10	1500	18	4,0	81	43	36,0	4,0	1600	40	2,40	350	1,88	9,0	40,0
ХБ-856/7	1350	44	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	43	1,0	950	10	2,60	3917	Не опр.	43	95
ХБ-856/13	1160	44	11	1500	19	3,7	59	40	40	3,5	3575	55	2,30	376	1,09	11,4	65
ХБ-1791/10	977	17	5	1260	Не опр.	2,3	37	140	47,4	Нет	924	25,2	1,40	572	0,26		36,7
ХБ-810/170	46	13	14	3600	»	5,1	68	43	775	10,0	6000	74	0,36	230	1,58	77,5	81,1
ХБ-1250	233	22	18	2900	»	1,2	42	100	25	1,5	1450	43	270	695	0,42	16,7	33,7
ХБ-1059/6	1163	30	5,5	1300	9,1	1,1	24	51	25	1,5	1900	30	1,40	565	0,47	16,7	63,3
ХБ-1051	1535	17	59	2300	9,1	Сл.	20	44	55	1,5	600	12	2,10	884	0,45	36,7	60,0
ХБ-1428/11	1300	13	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	70	1,5	1150	15	1,35	1520	Не опр.	46,7	76,7
ХБ-1253	1163	42	7,1	1100	13	11	21	49	55	2,0	2000	65	1,60	435	0,43	27,5	30,8
ХБ-903	1260	16	13	1800	8	1,1	18	32	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	937	0,56	Не опр.	Не опр.
ХБ-904	840	4	8	1300	8	1,3	18	32	36	7	400	5	1,61	3750	0,56	5,1	80,0
ХБ-909	1395	23	16	3600	20	3,0	22	32	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,72	652	0,69	Не опр.	Не опр.
ХБ-911	1163	8	22	1800	8	Сл.	19	34	35	1,5	950	20	1,55	2000	0,56	23,3	47,5
ХБ-1110	1260	32	7	750	21	»	20	65	43	1	2300	60	1,40	493	0,31	43	38,3
ХБ-1815	2000	31	8	1250	26	»	18	50	47,3	1,8	2019	56,7	1,25	403	0,36	26,3	35,6
ХБ-1812	1070	15	7	1380	7,8	»	17	33	40,6	Нет	312	8,1	1,25	1050	0,52		38,5

Хар-Хадский массив

Хар-964	139	4	83	1100	38	2,0	26	24	243	6,4	186	10	0,25	1625	1,08	38	18,6
Хар-963	465	4	73	1700	48	1,8	20	28	212	3	883	16	0,60	2367	0,71	70,7	55,2

Номер образца	Li	Rb	Pb	Zn	Sn	W	Ba	Sr	Nb	Ta	Zr	Hf	F	K/Rb	Ba/Sr	Nb/Ta	Zr/Hf
Хар-1234	395	5	58	1600	54	2	31	73	220	3	750	24	0,42	1800	0,42	73,3	31,3
Хар-965	1814	15	62	1800	42	1,9	28	16	100	1,1	516	19	0,30	758	1,75	91	27,2
<i>Эльсютунский массив</i>																	
СШЭ-1357	280	12	58	1300	100	3,1	25	48	550	20	1000	34	0,50	583	0,52	27,5	29,4
СШЭ-1790	280	12	23	560		1,7	19	60	155	4,3	863	24,1	0,60	441	0,31	36,0	35,8
<i>Барун-Богдинский массив</i>																	
СШБ-1360	558	14	130	1800	260	4,2	42	29	620	28	1600	73	1,15	428	1,45	22,1	21,9
СШБ-1359	233	11	28	1730	380	3,1	33	25	385	8	1550	60	1,20	545	1,32	48,1	25,8
СШБ-1261	1210	11	47	1900	170	9,1	20	16	750	30	1650	112	1,60	672	1,25	25	14,7
СШБ-1361	186	12	28	1550	320	2,4	30	17	188	3,4	940	70	1,85	666	1,76	55,3	13,4
<i>Дзамынудский массив</i>																	
СШД-1268	790	12	58	980	38		19	100	92	2,0	1200	34	0,95	916	0,19	46,0	35,3
СШД-1266	650	4	69	1700	36	Сл.	24	54	92	0,9	910	23	0,75	2242	0,44	102,2	39,6
СШД-1267	1674	22	35	810	30	»	22	23	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,08	430	0,96	Не опр.	Не опр.

Баян-Уланский массив

БУ-883	286	12	65	2100	30	1,5	32	11	110	1,3	2300	27	1,21	741	2,91	84,6	85,2
БУ-874	558	34	110	4000	60	1,4	21	13	160	2,0	1080	30	0,98	303	1,62	80	36
БУ-552	790	20	70	2550	50	2,7	20	14	84	2,2	973	34	1,57	600	1,43	38,2	28,6
БУ-882	840	8	41	3100	154	4,0	19	16	53	2,4	2100	87	1,12	250	1,19	22,1	24,1
Б2-885	930		76	2000	100	3,1	24	22	630	10	1700	50	1,60		1,09	63	34
БУ-893	790	24	43	1510	59	1,4	19	16	325	6,0	900	26	1,38	394	1,19	55,8	34,6
БУ-884	605	18	42	3500	27	2,5	18	10	110	2	1600	24	1,20	555	1,80	55	66,7
БУ-547	140	12	44	2250	31	4,2	19	13	115	2,5	2050	25	0,60	741	1,46	46	82

Дашибалбарский массив

ДБ-701	744	14	160	2700	80	13	57	29	325	5	1862	35	1,32	571	1,96	65	53,2
ДБ-700	850	27	69	1650	76	Нет	23	27	620	11	2900	50	1,60	289	0,85	56,4	58
ДБ-687	370	33	61	2000	100	2,8	18	27	495	12	1650	45	1,25	272	0,67	41,3	36,7
ДБ-675	280	26	110	1900	310	3,4	31	51	445	7,0	3050	60	0,80	231	0,61	63,6	50,8
ДБ-679	140	72		1500	70	5,3	50	88	282	6,3	4300	100	0,76	120	0,57	44,8	43,0
ДБ-677	1490	16	102	2800	150	3,1	20	27	305	6,1	2442	52	2,06	343	0,74	50,0	47,0
ДБ-698	1210	33	10	3200	210	4,7	26	23	330	11	4100	39	1,60	267	1,13	30,0	28,2

Массив района Мандал-Гоби

МГ-1228	140	25	12	480	12,5	25	270	570	175	7,5	2160	30	0,48	721	0,47	23,3	72,0
---------	-----	----	----	-----	------	----	-----	-----	-----	-----	------	----	------	-----	------	------	------

Распределение фтора (вес. %) и некоторых редких элементов (г/т) в амфиболах из щелочных гранитоидов других регионов

Номер пробы	Порода, минерал	Li	Rb	Cs	Be	Pb	n	Sn	Nb	Ta	Zr	(TR, Y) ₂ O ₃	F	R/Rb	Nb/Ta
<i>Соктуйский массив (Забайкалье, СССР)</i>															
A-258	Гастингсит	330	6												
A-300	»	Сл.	Сл.											1516	
<i>Северо-Восточная Тува (СССР)</i>															
Ир-274	Кальциевый катафорит из гранита 2-й фазы	390	12		15,4			60				2060	1,16	1000	
ЧМ-251	Катафорит из спенигов первой фазы				9,8							4700			
ЧМ-250	То же				18,6										
АС-237	Рибекит из гранитов 3-й фазы	980			50,0							320	0,71		
АС-236	То же из пегматитов	1240			54,0			25				830	0,95		
ЧМ-247	Кальциевый катафорит из гранита 3-й фазы	160			12,0								0,95		
ЧМ-246	Рибекит из пегматита	300			27,0			76				1700	0,84		

A-189	Рибекит из альбитового гранита	2660		43,0			800	0,94	
A-200	Рибекит из альбитита	1780		28,5	250		1200	1,11	
A-111	Рибекит из микроклинита				330				
A-118	Рибекит из альбит-рибекитовой зоны, цирколитовая жила			19,5					
АС-242	Рибекит из гранита 3-й фазы			26,0			760		
АС-243	Рибекит из пегматита	1900	12				210		516

Нигерия

A-1	Арфведсонит	10 000		1680	7500		4150	3,31	
A-2	»	2 460			3450		3180	1,03	
A-3	»	1 950			2650		2080	1,40	
A-4	»	2 400		470	4030		6500	1,31	
A-5	»	2 140		93	4760		1030	1,40	
A-6	»	3 100		560	4600		1480	1,61	
A-7	»	2 370		650	5200		3250	2,20	
A-8	»	4 500		370	5000		1100	2,33	
A-9	»	4 600		650	5200		960	2,06	
A-12	»	5 400		370	5200		1480	2,17	
A-13	»	3 440		370	3900		3000	2,20	

Номер пробы	Порода, минерал	Li	Rb	Cs	Be	Pb	Zn	Sn	Nb	Ta	Zr	(TR, Y) ₂ O ₃	F	K/Rb	Nb/Ta
A-14	Арфведсонит	8 200				650	3900				1550		2,48		
A-15	»	3 000				190	6300				1480		2,00		
A-16	»						2100				2070		0,56		
Aф. 202	»	2 200						135	295		500	400	1,72		
Aф. 204	»	2 400						575	1070		960		0,39		
Aф. 173	»	5 100						230			670		1,57		
Aф. 120	»	4 000						210	220		580		1,78		
Aф. 201	»	2 150						150	134		620	810	0,26		
Aф. 174	»	5 000						500	290		2150	650	0,74		
Aф. 206	»							800							

Уланский массив (СССР) (Гамалая, 1970)

531/1	Амфибол из гранита	1900		13					270	6				43	45
4372/4а	То же	1580	228	15					240	4				43	60
60	»	1300	30	18							130				
6001	»	1250	55	24											
4352	»	1020	73	30					230	3				132	77
3198	»	1000	20	9							1500				

368/4	»				26				200	4				50
52	»										2600			
6715	Амфибол из пегматита	2900			80					3				
675	То же	2000			70				168	7				24
6712	»	1900			70				175	3				58
216/7	»	1680	50	50	15									
216/20	»	1670	50	50	17									
6714	»	1600			60				77	2				39
6/№	»	1380	50	50	18									
677	»	1300			40				91	3				30
6716	»	1300			30				279	12				23
6002	»	1250			18				250	5			150	50
32	»	1200	55		42				3500	8				437
911/3	»	1030	50	50	60									
6710	»	500			20									
1314/41	»	167	50	50	20									
921/15	»	160	260	20	14									
1245/1	»	100	110	50	10									
Г-14	»	1448	773	141										

Номер пробы	Порода, минерал	Li	Rb	Cs	Be	Pb	Zn	Sn	Nb	Ta	Zr	(Th, Y) ₂ O ₃	F	K/Rb	Nb/Ta
15в	Амфибол из пегматита	3870	825	328											12
Г-21	То же	420	1100	141											10
568	»	2700													
6713	»	1000			60				112	6	50				19
AMNH-10123	Амфибол из умштекитовых пегматитов Португалии (Borg, 1967)	650					2000						1,12		
SP-1	Колорадо, США (Borg, 1967)	2840					5400						2,46		
RDR	Добруджа, Румыния (Borg, 1967)	650					2340						0,60		
б/н	Арфведсонит из Be- и Nb-содержащих парагнейсов (Nickel, Mark, 1965)				650				940				0,39		

Достаточно сходно с литием ведет себя в амфиболах щелочных гранитоидов фтор (см. табл. 22, 23). Амфиболы в 20 раз и более концентрируют фтор по сравнению с его содержанием в породе. Доля фтора, приходящаяся на амфибол, достигает 60% и более. Однако в отличие от лития она редко достигает 100%, поскольку обычно в щелочных гранитоидах присутствуют и собственные минералы фтора (флюорит, гагаринит, криолит). Мала роль амфиболов в балансе фтора в щелочных гранитах Нигерии (см. табл. 25), в которых в заметных количествах отмечены криолит и флюорит (Bogley, 1963). Максимальные содержания фтора в щелочных амфиболах достигают 3% (почти чисто фтористые амфиболы). В таких амфиболах уже обнаруживались вроски флюорита, похожие на продукты распада твердого раствора (Лапидес и др., 1973). Весьма вероятно, что содержание фтора в амфиболах определяется его содержанием в породе, причем обычно фтор накапливается в остаточных и наиболее низкотемпературных продуктах кристаллизации. Для нигерийских гранитоидов имеется прямая корреляция между содержаниями фтора и лития. Этим подтверждается установленная для обычных гранитоидов тесная геохимическая связь этих элементов (Таусон, 1961).

Более чем в 100 раз по сравнению с породой амфиболы могут концентрировать цинк (см. табл. 22, 23). Содержание этого элемента в амфиболе достигает 0,75%. Обычно практически весь цинк породы концентрируется в амфиболе. Видимо, амфиболы являются и концентраторами, и носителями цинка щелочных гранитоидов. В этом отношении амфиболы оказываются геохимическими аналогами биотита в обычных гранитах (Таусон, 1961). Скорее всего, цинк изоморфно замещает железо амфиболов, хотя вероятны и более сложные формы вхождения цинка в структуру амфиболов, которые пока не изучены. Намечается прямая корреляционная связь Zn с Li в амфиболах Нигерии.

Весьма интенсивно амфиболы концентрируют олово (Коваленко и др., 1968; Тугаринов, Коваленко, 1973). Содержание этого элемента может в пятнадцать раз превышать его концентрацию в граните, достигая 800 г/т (см. табл. 22, 23, 25). Доля амфиболов в балансе олова в щелочных гранитоидах достигает 86%, хотя иногда не превышает первых процентов. Видимо, амфиболы следует относить к разряду концентраторов и частично носителей олова щелочных гранитоидов только совместно с такими минералами, как сфен, ильменит, астрофиллит. Но в некоторых случаях рибекит и самостоятельно может быть концентратором и носителем олова гранитов (Коваленко и др., 1968; ЧМ-246, табл. 2). Для амфиболов гранитов северо-восточной Тувы и Нигерии имеется прямая корреляция между содержанием олова в амфиболах и в породах (рис. 63). Наиболее низкие концентрации олова — в арфведсонитах Хан-Богдинского массива МНР.

Доля амфибола (%) в балансе некоторых элементов

Номер пробы	Содержание амфибола, об. %	Li			Rb			Pb		
		В породе	В минерале	Доля амф.	В породе	В минерале	Доля амф.	В породе	В минерале	Доля амф.
ХБ-898	1,8	63	1910	50,5	200	14	0,1	16	20	2,3
ХБ-1050	2,0									
ХБ-903	5,5	132	1220	50,1	250	12	0,2	4	13	18,0
ХБ-900	5,3	200	1240	32,8	167	16	0,5			
ХБ-909	5,9	74	1980	110	180	23	0,8	11	7	3,3
ХБ-911	1,2	28	1160	77	144	8	0,1	30	11	0,4
ДБ-791	3,9	48	722	59		14				
ДБ-698	6,0	68	1210	106						
А-200	12,3	745	830	14		64				
АС-236	11,2	126	575	51		284				
ЧМ-246	15,3									

Доля амфибола (%) в балансе лития, олова, ниобия, циркония,

Номер пробы	Содержание амфибола, об. %	Li			Sn			Nb		
		В породе	В минерале	Доля амф.	В породе	В минерале	Доля амф.	В породе	В минерале	Доля амф.
Аф-202	4	140	2200	63	21	135	30	330	295	3,6
Аф-204	6	154	2400	94			1050	1070		6,1
Аф-173	8	508	5100	80	71	230	26			
Аф-120	6		4000		46	210	27	210	220	6,3
Аф-201	5	108	2100	100	12	150	62	134	134	7,0
Аф-174	6	500	5000	60	61	500	49	930	290	1,9
Аф-206	2				56	800	29			

Примечание. Данные А. И. Тугаринова и В. И. Коваленко (1973).

Ниобий концентрируется в щелочных амфиболах в тридцать и более раз по сравнению с гранитом (см. табл. 26). Это особенно характерно для пород с относительно низкими содержаниями ниобия. Прямая корреляция между содержанием ниобия в амфиболе и в породе намечается для щелочных гранитоидов Нигерии (рис. 64), причем максимальное содержание ниобия в амфиболе достигает 0,1%. Это содержание близко к арфведсониту из бериллий- и ниобийсодержащих парагнейсов п-ова Лабрадор (Nickel, Mark, 1965). Не исключено, что могут быть обнаружены и еще более ниобиевые амфиболы. Например, Ю. Н. Гамалей (1970) указывает, что в щелочном амфиболе из щелочногранитного пегматита содержание ниобия достигает

тов (г/т) в щелочных гранитах

Zn			Sn			(TR, Y) ₂ O ₃			F, %		
В породе	В минерале	Доля амф.	В породе	В минерале	Доля амф.	В породе	В минерале	Доля амф.	В породе	В минерале	Доля амф.
125	5000	72	9	11	22	450	340	1,4	0,15	2,30	28
						300	110	0,7		1,10	
1250	6500	29	4	18	25	70	160	12,6	0,16	1,52	55
						250	200	4,2	0,24	1,54	34
120	5000	160	24	7	1,7				0,07	1,72	
70	6000	100	10	8	1,0		100		0,35	1,55	5,3
						620	1540	9,6		1,32	
						290	500	10,3		1,60	
			100	250	31	2220	1200	6,7	0,29		
			18	25	15	1380	830	6,7	0,18	0,95	59
			14	76	86	1800	1700	14,9			

Таблица 25

р. з. э. (г/т) и фтора (вес. %) в щелочных гранитах Нигерии

Zr			Р. з. э.			F		
В породе	В минерале	Доля амф.	В породе	В минерале	Доля амф.	В породе	В минерале	Доля амф.
1030	500	2,0	430	400	3,7	1,72	1,72	4
7800	960	0,7					0,38	
590	670	0,9				2,50	1,57	4,9
1800	580	2,0				0,12	1,78	89
510	620	6,0	1200	810	3,5	2,67	0,26	0,5
2100	2100	6,1	1300	650	3,0	1,90	0,84	2,3

0,35%. К сожалению, форма вхождения ниобия в амфибол пока не ясна.

Однако, видимо, не только содержанием в породе определяется концентрация ниобия в амфиболе. Она регулируется, скорее всего, и парагенезисом других минералов, способных концентрировать ниобий. По крайней мере, в ильменитсодержащих щелочных гранитоидах с амфиболами рибекит-катафоритовой серии концентрация ниобия колеблется от 50 до 500 г/т при колебании концентрации ниобия в породе в значительно более узком интервале (0—60 г/т).

Обычно роль амфибола в балансе ниобия в щелочных гранитоидах довольно скромная (см. табл. 26). Доля амфибола со-

Доля амфибола (%) в балансе ниобия, тантала, циркония, гафния (г/т) в щелочных гранитоидах

Номер пробы	Содержание амфибола, об. %	Nb			Ta			Zr			Hf		
		В породе	В амфиболе	Доля амф.	В породе	В амфиболе	Доля амф.	В породе	В амфиболе	Доля амф.	В породе	В амфиболе	Доля амф.
ХБ-1049	4,3	17	130	33	1,3	2,7	8,9	650	420	2,8	17	13	3,3
БУ-552	4,6		84			2,2			970			34	
БУ-548	2,6	5,2	190	102	0,7	4,2	16,8	400	1500	10,5	8,4	42	14,0
ДБ-698	6,0	5,5	330	36	4	11	16,5	500	1100	13,2	21	39	11,1

ставляет не более 7% ниобия породы, так как остальное количество этого элемента может концентрироваться в танталониобатах, минералах титана и др. При отсутствии собственных минералов ниобия доля амфиболов в балансе ниобия возрастает до 36, а и иногда и до 100% (см. табл. 26).

Принято считать, что ниобий геохимически тесно связан с титаном (Знаменский, 1957). Не исключено, что способность концентрировать ниобий амфиболами также обусловлена сравнительно высоким содержанием титана в амфиболах. В то же время корреляционных связей ниобия с титаном в амфиболах не обнаружено, поэтому доказательство геохимической связи ниобия с титаном в амфиболах еще следует искать. В целом же можно отметить, что интервал изменения содержания ниобия

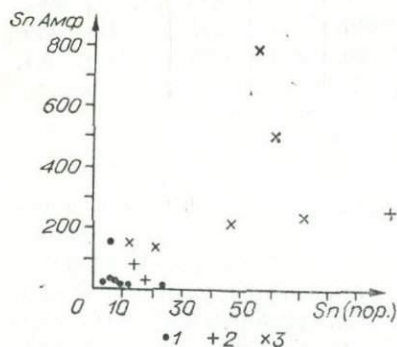


Рис. 63. Распределение олова (г/т) в щелочных гранитах и амфиболах из них (1 — граниты МНР, 2 — Тувы, 3 — Нигерии).

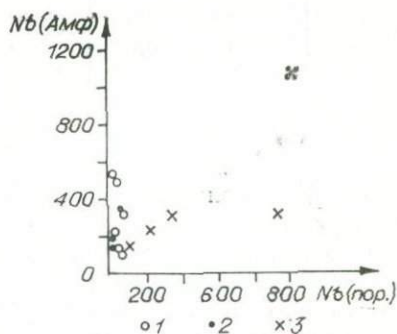


Рис. 64. Распределение ниобия (г/т) в щелочных гранитах и амфиболах из них (1 — граниты Дашибалбарского и Байн-Уланского массивов МНР, 2 — Хан-Вогдинского массива МНР, 3 — Нигерии).

меньше всего в гастингситах (50—400 г/т), несколько больше — в кальциевых катафоритах (50—600 г/т) и самый большой — в рибекитах и арфведсонитах (50—1100 г/т).

Если амфиболы нередко многократно концентрируют ниобий, то тантал концентрируется в них несравненно слабее (см. табл. 26). В лучшем случае это семикратное концентрирование (БУ-548, табл. 26) или двух-трехкратное. В связи с этим амфиболы отличаются значительной величиной отношения ниобия к танталу ($22 \div 102$), которое резко выделяет их из всех известных пород и минералов (Знаменский, 1957, 1964; Знаменский и др., 1962; Знаменский, Пополитов, 1964; Знаменский и др., 1958; Герасимовский и др., 1966). Доля амфиболов в балансе тантала не превышает 16,8%.

Амфиболы концентрируют цирконий и гафний (да и то слабо) только в щелочных гранитоидах со сравнительно низкими содержаниями этих элементов (см. табл. 26). В гранитах с содержанием циркония более 100 г/т амфиболы его не концентрируют. Доля амфибола в балансе циркония не превышает 13%, а в балансе гафния — 14%. Соотношение циркония и гафния остается близким к соотношению в породах. Максимальное содержание циркония (6500 г/т) отмечено в амфиболе из Нигерии. Концентрация гафния в амфиболе достигает 100 г/т.

Свинец практически не концентрируется в амфиболах. Исключением являются арфведсониты Нигерии, в которых содержание свинца составляет сотни грамм, достигая 1680 г/т. Амфиболы содержат до 18% свинца щелочных гранитов.

Обращает на себя внимание очень низкая концентрация рубидия в некоторых щелочных амфиболах (см. табл. 22, 23), в результате чего отношения калия к рубидию в них достигают тысячи и более. Низкие содержания рубидия известны для некоторых амфиболов из базальтоидов (Jakes, White, 1970), и даже с наличием амфибола в этих породах нередко связывают уникально высокие значения калий-рубидиевого отношения в основных вулканитах. Но такие высокие значения калий-рубидиевого отношения в амфиболах из щелочных гранитоидов оказались довольно неожиданными.

Редкоземельные элементы и иттрий не концентрируются в амфиболах (табл. 27). Содержание суммы р. з. э. в амфиболах достигает 4700 г/т, но доля амфиболов в балансе этих элементов не превышает 15% (см. табл. 24, 25). В серии амфиболов рибекит — кальциевый катафорит содержание суммы р. з. э. растет в сторону катафоритовых членов. В то же время обратная корреляционная связь намечается у р. з. э. с кальцием в рибекитах и арфведсонитах (рис. 65). Она может быть обусловлена накоплением р. з. э. вместе с фтором, поскольку для рибекитов и арфведсонитов намечается прямая корреляционная связь содержания суммы р. з. э. с концентрацией фтора в амфиболах. Повышение содержания суммы р. з. э. с увеличением концен-

Спектры р. з. э. (отн. % к сумме (TR, Y)₂O₃) в

Номер пробы	Минерал, порода	(TR, Y) ₂ O ₃ , вес. %	Спектры р. з. э. (отн. % к сумме (TR, Y) ₂ O ₃) в			
			La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃
<i>Хан-Богдинский</i>						
ХБ-898	Арфведсонит из гранитов главной фазы	0,034	9,32	23,41	4,26	22,19
ХБ-1050	То же	0,011	7,72	34,69	4,44	23,87
ХБ-1051	Арфведсонит из слоистых экеритов и пегматитов	0,008	7,63	29,50	2,69	19,66
ХБ-1053	То же	0,026	5,81	39,75	1,97	7,03
ХБ-856/5	»	0,069	9,67	40,48	2,57	13,21
ХБ-856/7	»	0,060	16,58	52,51	2,78	12,51
ХБ-856/13	»	0,080	7,80	31,65	3,60	11,19
<i>Хар-Хадский</i>						
Хар-965	Рибекит из пегматитов	0,027	12,73	31,05	8,38	15,04
<i>Баян-Уланский</i>						
БУ-883	Кальциевый катафорит	0,069	10,01	27,64	4,47	15,02
БУ-552	»	0,120	12,89	38,89	3,61	13,76
БУ-884	»	0,060	11,99	23,89	2,46	13,39
БУ-882	»	0,097	9,38	20,49	3,85	15,30
БУ-547	»	0,034	13,94	44,36	3,28	19,85
<i>Дашибалбарский</i>						
ДБ-701	»	0,154	10,94	35,85	5,86	12,49
ДБ-687	»	0,110	15,28	30,19	2,78	16,43
ДБ-679	Кальциевый катафорит	0,230	12,33	27,67	3,85	14,88
ДБ-677	»	0,174	16,55	24,91	4,20	16,74
ДБ-698	Рибекит из пегматитов	0,060	12,79	25,69	1,72	13,97
<i>Северо-Восточная Тува, СССР</i>						
ЧМ-251	Катафорит из спенита	0,470	17,73	23,21	5,37	23,86
ЧМ-250	»	п/о	25,53	35,29	2,00	14,70
Чр-274	»	0,206	27,06	42,68	2,47	13,57
АС-237	Рибекит из гранита	0,032	20,03	21,84	8,29	23,68
АС-243	»	0,021	11,72	15,13	5,78	7,44
АС-242	Рибекит из пегматитов	0,076	24,40	41,49	3,57	16,37
ЧМ-246	»	0,170	9,63	24,00	6,99	12,19

амфиболах из щелочных гранитоидов МНР

Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃ + Eu ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Tu ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃ + Y ₂ O ₃
<i>массив</i>								
3,83	5,97	7,43	—	—	—	—	—	23,59
0,80	1,77	—	—	—	—	—	—	26,62
2,50	2,76	2,36	—	6,49	—	—	—	26,41
1,81	3,16	4,16	—	1,40	—	0,61	—	34,30
5,46	6,60	1,95	—	0,20	—	0,20	—	19,66
3,30	2,27	1,99	—	—	—	—	—	18,35
6,10	8,60	5,50	—	0,30	—	0,60	—	24,75
<i>массив</i>								
4,79	3,88	1,26	—	0,25	—	0,67	—	22,05
<i>массив</i>								
6,62	7,70	1,91	—	2,39	—	3,09	—	21,15
3,61	4,19	—	—	3,03	—	5,03	—	14,99
5,50	4,82	—	—	8,35	—	10,53	—	19,07
5,23	4,59	6,83	0,11	5,78	—	5,94	—	22,50
3,24	2,74	—	—	—	—	—	—	12,59
<i>массив</i>								
3,33	4,81	1,97	0,17	2,22	2,08	4,25	0,08	17,95
3,39	3,50	—	—	0,18	—	0,18	—	28,07
7,17	5,31	4,38	—	2,18	—	26,24	—	19,99
4,50	5,62	2,98	0,03	2,32	—	3,10	—	19,06
6,05	6,25	2,43	0,56	3,21	—	8,42	0,42	18,49
<i>(Коваленко и др., 1968)</i>								
5,69	5,90	3,28	0,41	2,05	—	—	—	12,50
2,00	5,78	—	—	—	—	—	—	14,70
4,88	4,31	0,54	0,74	0,54	—	—	—	3,11
6,38	5,22	0,28	—	—	—	—	—	14,34
4,94	6,28	6,03	0,63	5,29	0,60	4,91	0,47	30,72
3,54	2,57	1,54	0,20	0,42	—	0,50	—	5,10
2,97	3,19	12,69	0,76	2,77	—	2,82	—	20,99

Номер пробы	Минерал, порода	(TR, Y) ₂ O ₃	La ₂ C ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃
		вес. %				
АС-236	Рибекит из пегматитов	0,083	5,33	9,78	4,38	11,38
А-200	» »	0,120	4,61	8,34	3,93	5,39
А-189	» »	0,080	6,41	13,84	0,97	7,62
1А	Кальциевый рибекит из микроклинита	0,147	5,69	19,18	5,29	11,86
3А	То же	0,085	1,55	4,11	0,49	4,02
5А	Рибекит из микроклинита	0,094	6,97	1,12	5,88	3,39
5а/6	» »	0,055	1,84	5,62	1,05	5,29
5а/10	» »	0,193	2,03	8,35	2,00	5,59
11а	» »	0,055	—	7,96	—	7,98

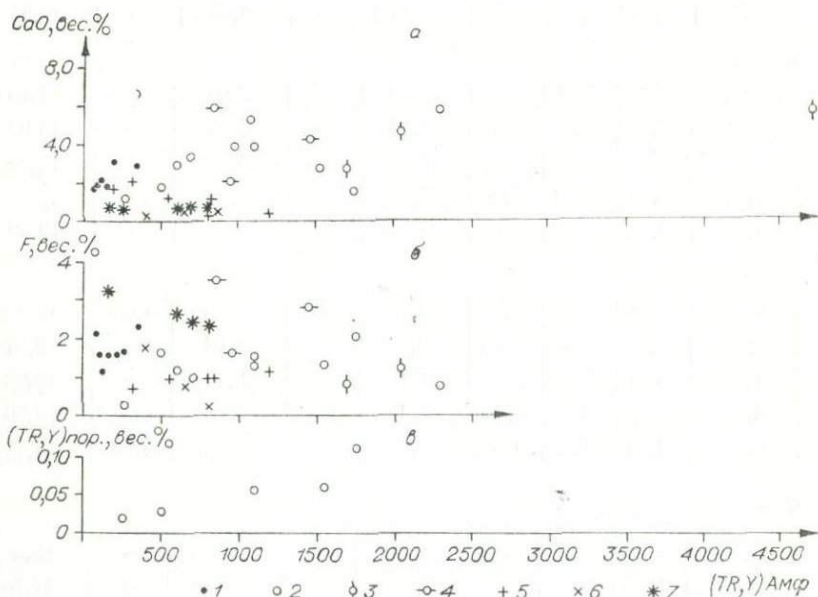


Рис. 65. Содержания суммы р. з. э. и иттрия в щелочных амфиболах с разным содержанием кальция (а), фтора (б), а также взаимосвязь между содержаниями р. з. э. и иттрия в породах и амфиболах (в).

1 — амфиболы щелочных гранитоидов Хан-Богдинского массива, 2 — Данибалбарского и Байн-Уланского массивов, 3—5 — гранитоидов северо-восточной Тувы, 6 — гранитоидов Нигерии, 7 — гранитоидов «слоистого» комплекса Хан-Богдинского массива.

Sm_2O_3	$\text{Gd}_2\text{O}_3 +$ $+\text{Eu}_2\text{O}_3$	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tm_2O_3	Yb_2O_3	Lu_2O_3	$\text{Tb}_2\text{O}_3 +$ $+\text{Y}_2\text{O}_3$
9,27	12,22	6,10	0,77	5,08	0,15	8,05	0,62	26,87
4,82	4,92	6,57	2,11	5,35	1,20	5,49	—	47,27
4,48	4,62	2,19	5,94	0,74	4,94	0,59	—	47,66
6,13	6,25	6,61	0,44	2,64	—	1,32	—	34,59
2,46	3,27	9,11	1,31	3,91	0,01	5,17	1,53	62,96
0,12	4,84	8,72	1,84	4,51	1,18	—	1,12	60,31
3,49	4,42	7,51	1,78	5,22	0,39	5,93	0,26	57,20
5,83	4,47	3,95	2,05	8,44	—	8,68	—	48,61
4,06	10,81	8,34	—	13,07	4,09	—	—	43,69

трации кальция в рибекитах и катафоритах сопровождается ростом содержания суммы р. з. э. в породах (см. рис. 65).

Спектры р. з. э. в амфиболах щелочных гранитоидов (см. табл. 27) могут быть как селективно цериевыми, так и селективно иттриевыми. Промежуточные спектры р. з. э. в амфиболах не обнаруживают существенных максимумов других лантаноидов, и относительные содержания индивидуальных р. з. э. в них меняются довольно слабо.

На основании знака корреляционной связи между индивидуальными р. з. э. в амфиболах (рис. 66) и иттрием мы, вслед за Д. А. Минеевым (1968), можем разделить р. з. э. на три группы: цериевую с обратными корреляционными связями с иттрием (лантан, церий, празеодим, неодим), промежуточную (самарий, гадолиний) и иттриевую с положительными корреляционными связями с иттрием (диспрозий, гольмий, эрбий, иттербий). Из-за наличия отмеченных корреляционных связей между содержаниями индивидуальных р. з. э. и иттрием поведение последнего может в определенной степени отражать и поведение большинства других индивидуальных р. з. э.

По имеющимся данным, относительное содержание иттрия в амфиболах не зависит от содержания суммы р. з. э. В то же время для рибекитов северо-восточной Тувы намечается прямая зависимость между относительными содержаниями иттрия в амфиболах и в породе (Коваленко и др., 1968). В целом проявляется и некоторая корреляционная связь между относительным содержанием иттрия и концентрацией фтора в амфиболах (рис. 67) так, что наиболее иттриевыми оказываются самые фтористые щелочные амфиболы.

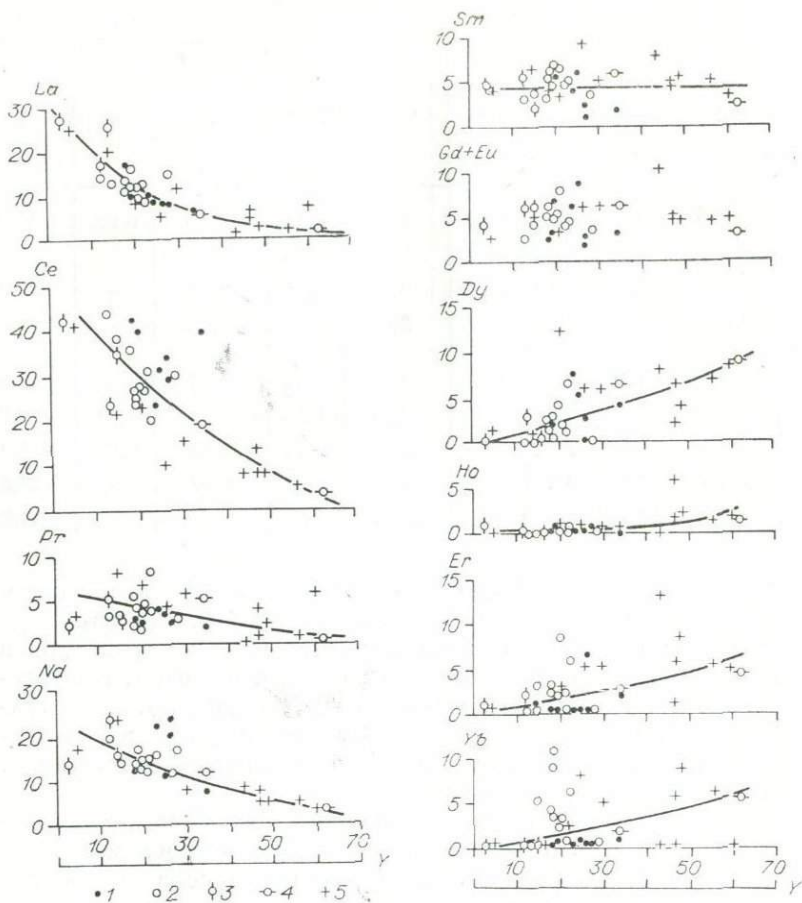


Рис. 66. Корреляционные связи р. з. э. с иттрием в амфиболах щелочных гранитоидов. Усл. обозн. см. рис. 65.

Чаще всего барий не концентрируется в щелочных амфиболах, а нередко его содержания в амфиболах даже ниже, чем в породах. Доля бария в породе, приходящаяся на амфибол, может достигать примерно 25%, но обычно не превышает первых процентов.

В отличие от бария стронций заметно концентрируется в амфиболах гранитов. Содержание его в амфиболах, как правило, выше, чем в породах. Доля стронция в породе, приходящаяся на амфибол, достигает 50% и даже более.

Интервалы колебания содержаний лития, рубия, цинка и бария в амфиболах рибекит-арфведсонитовой и рибекит-кальциево-катафоритовой серий близки. В то же время для МНР содержания свинца, ниобия, циркония и олова выше в ри-

бекит-катафоритовых амфиболах по сравнению с рибекит-арфведсонитовыми.

Подводя итоги анализу распределения рассмотренных элементов в амфиболах щелочных гранитоидов, необходимо отметить, что роль амфибола в щелочных гранитоидах весьма напоминает роль биотита в обычных гранитах. Это сходство определяется способностью и амфибола, и биотита концентрировать такие элементы, как литий, фтор, цинк, олово, ниобий, причем нередко эти минералы являются не только концентраторами, но и носителями соответствующих элементов.

Однако имеются и отличия в геохимической роли амфибола и биотита. Они выражаются, в первую очередь, в резком обеднении амфибола рубидием и соответствующим высоким отношением калия к рубидию, что не характерно для биотита. Не свойственна биотиту и такая резкая избирательная способность к концентрированию ниобия по отношению к танталу, как амфиболу. Хотя повышенное отношение ниобия к танталу по сравнению со средним значением в граните характерно не только для амфибола, но и для щелочных гранитоидов, в целом все же связать эти величины между собой трудно, поскольку отношение ниобия к танталу в амфиболах значительно выше, чем в породах. Еще менее вероятно, что очень высокое отношение калия к рубидию в амфиболах также определяется соответствующим значением этого параметра в породе. Избирательное концентрирование ниобия по сравнению с танталом и очень слабое вхождение рубидия в амфиболы могут определяться кристаллохимическими факторами, природа которых неясна.

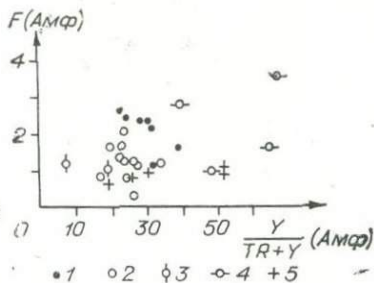


Рис. 67. Соотношение концентрации фтора (%) и относительного содержания иттрия в спектрах редких земель для амфиболов из щелочных гранитоидов.

1 — Хан-Богдинский массив, МНР; 2 — Дашибалбарский и Байн-Уланский массивы, МНР; 3 — катафориты Тувы; 4 — рибекиты из микроклинитов Тувы; 5 — рибекиты из гранитов Тувы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование щелочных амфиболов редкометалльных гранитоидов показало большое разнообразие их составов. Общая систематика этой группы минералов основана на выделении реально существующих в природе изоморфных рядов. Подавляющее число амфиболов из редкометалльных гранитоидов относится к группе щелочных (с числом атомов кальция в позициях $X + A$ не больше единицы). Наиболее распространены в щелочных гранитоидах амфиболы изоморфных серий рибекит — арфведсонит и рибекит — кальциевый катафорит. Идеализированная формула рибекита из щелочного гранита может быть представлена как $\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})_2$, а арфведсонита — как $\text{Na}_3\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$.

Характерно, что эти составы бедны кальцием и алюминием. Это сближает составы рибекитов и арфведсонитов с составами рассматриваемых амфиболов Сундиуса, а не Мияширо (Дир и др., 1966). Комплекс физических свойств (оптических, термических, электрических и др.) в амфиболах наиболее резко меняется при переходе от рибекита к арфведсониту в области $(X + A) \sim 2,5-2,6$. Поэтому рибекитами названы амфиболы с $(X + A) < 2,5$, а арфведсонитами — амфиболы с $(X + A) > 2,8$. Промежуточными являются рибекит-арфведсониты. Выведены средние составы рибекитов, рибекит — арфведсонитов и арфведсонитов из редкометалльных гранитов (см. табл. 13).

Крайними миналами изоморфной серии рибекит — кальциевый катафорит являются составы рибекит-арфведсонита и чермакита. По-видимому, эта серия нова для амфиболов гранитоидов или, по крайней мере, малоизвестна; каждый из характерных составов амфиболов всех изученных изоморфных серий имеет свой, отличный от других комплекс физических свойств (оптических, параметров решеток, термических, электрических, ИКС и др.), позволяющий надежно классифицировать щелочные амфиболы.

Анализ минеральных парагенезисов щелочных амфиболов позволил оценить условия их стабильности. Оказалось, что отмеченное Мияширо наличие регрессивного температурного ряда амфиболов от катафорита через арфведсонит к рибекиту —

только частный случай более общей зависимости состава амфиболов от геохимических условий. На состав рассматриваемых минералов при образовании щелочных гранитов влияет не только температура, но и химический потенциал натрия. При высоком значении последнего понижения температуры может привести к обратному для схемы Мияширо переходу от рибекита к арфведсониту. В этих условиях арфведсониты оказываются заметно более окисленными по сравнению с теоретическим составом, а также нередко $(X + A) > 3$. При умеренном значении химического потенциала натрия схема Мияширо выдерживается. По-видимому, поэтому, по данным ИК-спектроскопии, наиболее высокотемпературные для щелочных гранитов кальциевые катафориты оказываются наиболее разупорядоченными в октаэдрических позициях, а сравнительно низкотемпературные рибекиты — наиболее упорядоченными.

Геохимическая роль амфиболов в щелочных гранитах близка к геохимической роли биотита в обычных гранитах. Амфиболы, как и биотиты, часто являются концентраторами и нередко носителями ниобия, олова, лития, цинка и фтора. Амфиболы отличаются тем, что избирательно концентрируют ниобий по отношению к танталу.

Несомненно, необходимы дальнейшие комплексные и более углубленные исследования щелочных амфиболов редкометалльных гранитоидов, особенно в области возможного использования их как индикаторов условий образования и показателем рудоносности редкометалльных гранитов. Для этого в первую очередь требуется прецизионное изучение распределения катионов во всех позициях структуры амфиболов различного состава, выяснение форм нахождения редких элементов в структуре амфиболов и всестороннее сопоставление амфиболов из рудных редкометалльных образований и безрудных. Специальной задачей должно быть выявление структурной позиции избытка натрия в тех арфведсонитах, в которых параметр $(X + A) > 3$.

Приведенные в настоящей книге взаимосвязи составов таких арфведсонитов с их физическими свойствами указывают, что их появление невозможно связывать с ошибками анализа амфиболов либо чистотой их выделения.

В заключение подчеркнем, что положенные в основу настоящей работы корреляционные связи содержания различных компонентов в амфиболах и их физических свойств носят статистический характер. То есть они имеют наиболее вероятный и в то же время усредненный для всей совокупности рассматриваемых амфиболов вид. Поэтому совершенно необходимо дальнейшее детальное исследование амфиболов методами микронзондирования (особенно зональных кристаллов), которое позволит перейти от вероятностных схем изоморфизма к более конкретным для каждого кристалла.

- Амирзанов Х. П., Брандт С. Б., Бартицкий Е. Н.* Радиогенный аргон в минералах и горных породах. Махачкала, 1960. 190 с.
- Анализ* минерального сырья. М., Госхимиздат, 1959. 1055 с.
- Андреев Ю. У.* Генетические типы месторождений щелочных амфиболов-асбестов и основные критерии их прогноза и поисков.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VI. 1962, с. 256—291.
- Апельцин Ф. Р., Фельдман Л. Г.* Колумбитоносные граниты. Геология месторождений редких элементов. Вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958. 131 с.
- Арсеньев А. А.* Проблемы изучения щелочных гранитов Забайкалья.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 3, с. 11—17.
- Афонина Г. Г., Коваленко В. И., Писарская В. А.* Состав и параметры решеток рибекит-арфведсонитовых амфиболов.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 187, № 6, с. 1371—1374.
- Ахманова М. В.* ИК-спектры поглощения минералов.— «Успехи химии», 1959, т. 28, с. 312—316.
- Ахманова М. В., Алексина Л. Г.* Исследование изоморфизма в минералах методом ИК-спектроскопии.— В кн.: Проблемы изоморфных замещений атомов в кристаллах. М., «Наука», 1971, с. 243—266.
- Байраков В. В., Хмара А. Я.* О механизме образования антофиллит-асбеста.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 1, с. 185—188.
- Барabanов А. В., Зорина М. Л., Соболев В. К.* Инфракрасные спектры амфиболов метаморфических пород.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, № 10, Л., «Наука», 1974, с. 165—175.
- Батиева И. Д.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Автореф. докт. дис. Л., 1974. 52 с.
- Белов Н. В.* Структура ионных кристаллов и металлических фаз. М., Изд-во АН СССР, 1974. 236 с.
- Белов Н. В.* Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. М., Изд-во АН СССР, 1961. 68 с.
- Бельков И. В.* Итриевая минерализация амазонитовых пегматитов Кольского полуострова.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 140—144.
- Беус А. А.* Альбититовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 303—378.
- Беус А. А., Северов В. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д.* Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962. 196 с.
- Билибин Ю. А.* Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района. Петрография СССР. Сер. 1, вып. 10. М., Изд-во АН СССР, 1941. 161 с.
- Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Донаков В. И., Титов В. К., Щукин С. И.* Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л., «Недра», 1967. 264 с.
- Болотников А. Ф.* Субщелочные и щелочные гранитоиды Улканского

массива и вопросы их генезиса.— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1965, № 4, с. 51—58.

Бори М., Хуан Кунь. Динамическая теория кристаллических решеток. М., ИЛ, 1958. 588 с.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964. 224 с.

Борнеман-Старынкевич И. Д. О «кальциевом рибеките».— «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1976, ч. 105, с. 495—496.

Брандт С. Б., Смирнов В. Н., Коваленко В. И., Кузьмин М. И. Абсолютный возраст гранитоидов Центральной и Восточной Монголии.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., 1969, с. 89—96.

Брандт С. Б., Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Нагибина М. С. О мезозойской щелочно-гранитной вулканоплутонической формации Восточной Монголии на примере Дашибалбарского массива.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 11, с. 27—33.

Виноградская Г. М. Амфибол из гранитогнейсов губенского массива на Южном Урале.— «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1959, с. 88, вып. 1, с. 60—71.

Владыкин Н. В., Валетов Т. А., Матвеева Л. Н. Корреляция плотности щелочных амфиболов с их составом.— В кн.: Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск, 1976.

Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Липидес И. Л., Сапожников А. И., Писарская В. А. Первая находка эльпидита в Монголии.— В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, 1972, с. 6—14.

Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Кашаев А. А., Сапожников П. В., Писарская В. А. Новый силикат кальция и циркония — армстронгит.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 205, № 5, с. 1185—1188.

Гамалея Ю. Н. Выход диаграммы зависимости от температуры и щелочности минеральных фаций, бедных калием, гранитоидов Улканского плутона (юго-восточная окраина Сибирской платформы, р. Учур).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 1, с. 73—83.

Гамалея Ю. Н. Щелочные амфиболы Улканского плутона и содержания в них редких элементов (Li, Rb, Cs, Be, Zr, Nb, Ta).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 2, с. 39—50.

Гамалея Ю. Н., Егоров И. П. О биотит-топазовых грейзенах Улканского плутона (юго-восток Сибирской платформы).— «Геол. рудных месторождений», 1969, т. XI, № 6, с. 79—84.

Герасимовский В. И. Геохимия Илимаусакского щелочного массива. М., «Наука», 1969. 174 с.

Герасимовский В. И., Волков В. П., Козарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., «Наука», 1966. 395 с.

Гинзбург И. В., Юхневич Г. В. О ионе гидроксония в амфиболах.— «Геохимия», 1962, № 1, с. 30—36.

Глаголев А. А., Клагин Б. Д. Некоторые амфиболы и пироксены железистых кварцитов Курской магнитной аномалии. «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1959, ч. 88, вып. 3, с. 286—297.

Гордиенко И. В. К металлогении Саянского вулканического пояса.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 3. Чита, 1967, с. 45—51.

Гормашева Г. С., Бакалейникова Т. К. Определение общего содержания воды в природных слюдах.— В кн.: Ежегодник-1969 СибГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 381—384.

Гормашева Г. С., Матвеева Л. Н., Новиков В. М. Применение метода атомно-абсорбционной спектрофотометрии пламени при анализе титаномагнетитов.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1970, с. 405—408.

- Григорьев Д. П., Гурецкая В. В. Искусственное получение амфибола из расплава пироксена.— «Зап. Всерос. минер. о-ва», 1939, ч. 68, вып. 4, с. 556—564.
- Григорьев Д. П., Исколь Е. В. Регенерация амфиболов из их расплавов при нормальном давлении.— «Зап. Всерос. минер. о-ва», 1936, ч. 65, вып. 2, с. 233—242.
- Дир У. А., Хади Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. М., «Мир», 1966. 481 с.
- Дмитриев Л. В., Котина Р. П. Форма и структурное положение Катунской щелочной интрузии (Восточный Саян).— «Сов. геол.», 1966, № 9, с. 106—123.
- Доброхотова Е. С. К вопросу о классификации амфиболов.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1968, т. 43, вып. 1, с. 97—111.
- Дуранте М. В., Зоненшайн Л. П., Горегляд А. В., Коваленко В. И., Салтыковский А. Я., Суетенко О. Д. Геологическое положение Хан-Богдинского массива щелочных пород в МНР.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1976.
- Елисеев Н. А., Никольский Н. П., Кушев В. Г. Метасоматиты Криво-рожского рудного пояса. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961. 204 с.
- Ершова З. П. Изучение процесса окисления Fe^{2+} в куммингтоните методом ИК-спектроскопии.— «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1973, ч. 102, вып. 1, с. 110—114.
- Ершова З. П., Бабешкин А. М., Перфильев Ю. Д. Изучение процесса окисления железа в куммингтоните методом γ -резонансной (мессбауэровской) спектроскопии.— «Геохимия», 1970, № 2, с. 252—256.
- Заварицкий А. Н. Основной вопрос физической химии процесса образования пегматитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1944, № 5, с. 41—54.
- Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами.— «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1947, ч. 76, вып. 1, с. 36—50.
- Залищак Б. Л., Болотников А. Ф. Щелочной метасоматоз в кислых эффузивах майгейской свиты (юго-восточное обрамление Алданского щита).— В кн.: Вопросы геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966, с. 174—176.
- Залищак Б. Л., Недашковский П. Г., Абиссалов Э. Г. Улканский и Ныгваганский гранитоидные комплексы бассейна верхнего течения р. Учур.— В кн.: Минералогические фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 87—98.
- Знаменский Е. Б. К вопросу о средних содержаниях ниобия и тантала в изверженных горных породах и земной коре.— «Геохимия», 1957, № 8, с. 730—735.
- Знаменский Е. Б., Конусова В. В., Кринберг И. А., и др. Распределение титана, ниобия и тантала в сфенсодержащих гранитоидах.— «Геохимия», 1962, № 9, с. 800—805.
- Знаменский Е. Б., Пополитов Э. И. Зависимость геохимического поведения ниобия и тантала от парагенезисов титановых и титансодержащих минералов в гранитоидах.— В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964, с. 57—62.
- Знаменский Е. Б., Родионова Л. М., Казана М. М. О распределении ниобия и тантала в гранитах.— «Геохимия», 1957, № 3, с. 222—225.
- Зоненшайн Л. П., Кипарисова Л. Д., Окунева Т. М. Первая находка морских триасовых отложений в Монголии.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 1, с. 167—170.
- Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Нагибина М. С., Салтыковский А. Я., Антипин В. С., Коваль П. В., Цыпук М. П. Связь мезозойской металлогении, магматизма и тектоники в пределах Восточной окраины Азии.— В кн.: Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Иркутск, 1973, с. 31—33.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. Структурно-магматическая зональность, эндогенная металлогения и тектоника плит.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 26—30.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И., Салтыковский А. Я., Натанов Л. М., Кудряцев Г. А., Виноградов И. В., Гатинский Ю. Г., Мишина А. В. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— «Геотектоника», 1973, № 5, с. 3—21.

Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии.— «Геотектоника», 1971, № 4, с. 54—66.

Зырянов В. И. Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны. М., «Наука», 1969, 160 с.

Калита А. П. Пегматиты щелочных гранитов.— В кн.: Минералогия, геохимия и генезис пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 107—125. (Труды ИМГРЭ, вып. 16).

Коваленко В. И. Особенности метасоматических процессов в аляски-тах Огнитского комплекса (Вост. Саян).— В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964, с. 63—84.

Коваленко В. И. Парагенезисы метасоматически измененных гранитоидов с акцессорными танталоникобатами.— В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., «Наука», 1965, с. 233—240.

Коваленко В. И. Новые представления об условиях зарождения и становления редкометалльных гранитов и метасоматитов.— В кн.: Междунар. геохим. конгр. М., 20—25 июля 1971 г. Тез. докл. Т. 2, М., «Наука», 1972, с. 646—647.

Коваленко В. И. Некоторые проблемы происхождения редкометалльных гранитоидов.— «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1975, ч. 104, вып. 6, с. 664—677.

Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, «Наука», 1977.

Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Кузьмин М. И. Генетические типы проявления редких элементов в МНР.— В кн.: Геология и сырьевые ресурсы редких элементов в СССР. Тез. докл. 2 Всесоюз. совещ. Апатиты, 1974, с. 23—25.

Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Смирнов В. И. Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в Монгольской Народной Республике (первая находка).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 8, с. 38—49.

Коваленко В. И., Знаменская А. С., Пополитов Э. И., Абрамов С. Р. Поведение редкоземельных элементов и иттрия в процессе эволюции щелочных гранитоидов.— «Геохимия», 1969, № 5, с. 541—553.

Коваленко В. И., Знаменская А. С., Пополитов Э. И., Абрамов С. Р. Распределение редкоземельных элементов и иттрия в минералах щелочных гранитоидов. «Геохимия», 1969, № 8, с. 997—1006.

Коваленко В. И., Коваль П. В. Геохимические особенности, типы и генезис редкометалльных апогранитных метасоматитов. В кн.: МГК. 23 сес. Докл. сов. геологов. Проблемы 6 и 13а. М., «Наука», 1968, с. 183—192.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Коваль П. В., Цыпунков Ю. П. Мезозойские интрузивные образования.— В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1975, с. 130—196.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Горегляд А. В. Южнобобийский пояс щелочных пород с редкометалльной минерализацией в Монгольской Народной Республике.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971, с. 72—76.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П., Нагибина М. С., Павленко А. С., Владыкин Н. В., Цэдэн Ц., Гундсамбуу Ц., Горегляд А. В.

Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М., «Наука», 1971. 240 с.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Ковалев П. В., Цыпук Ю. П. Общая схема мезозойской металлогении МНР.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 109—115.

Коваленко В. И., Лапидес И. Л. Кинетика кристаллизации геологических образований (опыт анализа на примере дайки онгонита).— В кн.: Труды IX Всесоюз. совещ. по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Тез. докл. Иркутск, 1973, с. 136—137.

Коваленко В. И., Лапидес И. Л., Брандт С. Б. Изоморфизм рибекита и арфведсонита и кинетика окисления железистых щелочных амфиболов.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 4.

Коваленко В. И., Легейдо В. А., Петров Л. Л., Пополитов Э. И. К геохимии олова и бериллия в щелочных гранитоидах.— «Геохимия», 1968, № 9, с. 1078—1087.

Коваленко В. И., Окладникова Л. В., Павленко А. С., Пополитов Э. И., Филиппов Л. В. Петрология среднекалозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы.— В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. М., «Наука», 1965, с. 5—74.

Коваленко В. И., Окладникова Л. В., Пополитов Э. И. Особенности взаимодействия нефелинсиенитовой магмы с доломитовыми мраморами (на примере щелочных массивов северо-восточной Тувы).— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 163—172.

Коваленко В. И., Писарская В. А., Николаева Д. Х. Редкий тип изоморфизма в рибекитах из диффузионных метасоматических зон щелочных апогранитов.— «Докл. АН СССР», т. 169, № 5, с. 1162—1165.

Коваленко В. И., Писарская В. А., Пополитов Э. И. Анализ минеральных парагенезисов с рибекит-арфведсонитом и фации щелочных гранитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 9, с. 32—45.

Коваленко В. И., Пополитов Э. И. К вопросу о влиянии вмещающих габбро на кислотность-щелочность эндоконтактных частей гранитных и нефелинсиенитовых массивов.— «Докл. АН СССР», 1965а, т. 161, № 1, с. 207—209.

Коваленко В. И., Пополитов Э. И. О происхождении щелочных пород северо-восточной Тувы.— «Докл. АН СССР», 1965б, т. 163, № 6, с. 1474—1476.

Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород северо-восточной Тувы. М., «Наука», 1970. 258 с.

Колотухина С. Е. Геология месторождений редких элементов Африки. М., «Недра», 1964. 304 с.

Комаров Ю. В. Мезозойский внегесинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Автореф. докт. дис. Иркутск, 1970. 40 с.

Коржинский Д. С. Аягуз-Иртышский водораздел к востоку от хребта Чингиз.— «Труды Геол.-разв. объединения (ВГРО)», вып. 108, 1932, 68 с.

Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья.— «Труды Ин-та геол. наук АН СССР» вып. 29. Петрограф. сер., № 10. М., 1947. 164 с.

Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди.— «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 68. Сер. рудных месторождений, № 10. М., 1948. 147 с.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 182 с.

Коржинский Д. С. Теория экстремальных состояний и их значение для минеральных систем.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 63—86.

Костин Н. Е., Волженкова А. Я. О влиянии вмещающих пород на состав руд.— «Геол. рудных месторождений». 1965, т. 7, № 1, с. 95—99.

Костин Н. Е., Петрова Е. А. Некоторые особенности минералогии и генезиса одного из полей альбититов с редкометальной минерализацией.— В кн.: Минеральное сырье. Вып. 1. М., 1960, с. 211—219.

Кравченко С. М. О вулканогенно-осадочной серии мезозойского магматического комплекса Центрального Алдана.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 129, № 4, с. 884—887.

Крибберг И. А., Цыганский В. Д. Спектрохимическое определение малых количеств ниобия и тантала в горных породах.— «Журн. аналитической химии», 1962, т. 17, вып. 4, с. 466—471.

Кузнецова Л. Г., Липатова Э. А. Инфракрасные спектры поглощения основных породообразующих минералов (методические указания). Л., 1973. 109 с.

Кузнецова А. И., Попов К. Ф., Моргулис Т. Е. Об устранении влияния состава при определении цинка, свинца, олова и таллия в минералах.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 355—359.

Кузьменко М. В., Акелин Н. А. Генезис субщелочных гранитоидов и связанных с ними альбититов и закономерности распределения в них тантала и ниобия. М., «Наука», 1965. 122 с.

Кузьмин М. И. Закономерности распределения редких элементов в мезозойских гранитоидах центральной части Вост. Забайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1966. 20 с.

Куковский Е. Г., Литвин А. Л. Инфракрасные спектры амфиболов.— В кн.: Конституция и свойства минералов. Вып. 4. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 81—85.

Лазарев А. Н. Колебательные спектры и строение силикатов. Л., «Наука», 1968. 347 с.

Лазарев А. Н., Миргородский А. П., Игнатьев А. П. Колебательные спектры сложных окислов. Силикаты и их аналоги. Л., «Наука», 1975. 296 с.

Лазарев А. Н., Тенишева Т. Ф. Колебательные спектры силикатов. V. Силикаты с анионами в виде лент.— «Оптика и спектроскопия», 1962, т. 12, № 2, с. 215—219.

Лапидес И. Л. Процессы переноса и структурные превращения в группе амфиболов при повышенных температурах. Канд. дис. Иркутск, 1968. 143 с.

Лапидес И. Л., Брандт С. Б. Процессы переноса, структурные превращения и резонансные эффекты группы амфиболов.— В кн.: Ежегодник-1968 СибГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 262—266.

Лапидес И. Л., Брандт С. Б., Коваленко В. И. Энтальпийные и кинетические эффекты упорядочения в амфиболах серии рибекит — кальциевый рибекит.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 3, с. 681 — 683.

Лапидес И. Л., Валетов Т. А. Катионная упорядоченность в природных кристаллах амфиболов по данным ИК-спектроскопии.— В кн.: Уральская XIII конф. по спектроскопии. 25—28 февраля 1975. Тез. докл. Свердловск, 1975, с. 102—104.

Лапидес И. Л., Валетов Т. А. Различная заселенность октаэдрических позиций в структуре рибекитов из зоны микроклинитов.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 301—305.

Лапидес И. Л., Владыкин Н. В. Расчет кристаллохимических формул сложных породообразующих минералов на ЭВМ.— «Геол. и геофиз.», 1975 № 10, с. 138—145.

Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Афонин В. П. Исследование амфиболов серии рибекит — кальциевый рибекит методом рентгеновского микрозонда.— В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, 1972, с. 114—116.

- Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Брандт С. Б.* Термические эффекты в щелочных амфиболах.— В кн.: Эксперим. исслед. минералообразования. Т. 1. М., 1971, с. 91—95.
- Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Брандт С. Б.* Рибекит и арфведсонит: термические превращения, изоморфизм, проблема оксония.— В кн.: Конституция и свойства минералов. Вып. 4. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 37—52.
- Лапидес И. Л., Лебедев В. И.* К механизму термических превращений амфиболов.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971, с. 367—371.
- Лапидес И. Л., Шишкина Т. И.* Инфракрасные спектры щелочных амфиболов.— В кн. Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск, 1976.
- Леонтьев А. И., Бескин С. М., Казарин В. И., Ларин В. И.* О геологической позиции редкометалльных щелочных гранитов Чингиза — Тарбагатай в связи с обоснованием их магматического генезиса.— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 68—82.
- Лидиард А.* Ионная проводимость кристаллов. М., ИЛ, 1962. 222 с.
- Литвин А. Л.* Об одном из факторов, регулирующих изоморфные замещения в группе кальциевых амфиболов.— «Минер. сб. Львов. ун-та», 1966, № 20, вып. 3, с. 437—439.
- Литвин А. Л.* Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Автореф. докт. дис. Киев, 1975, 37 с.
- Луц А. Я.* Минералогия, геохимия, генезис редкометалльных пегматитов северо-запада СССР. М., «Недра», 1972. 176 с.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л.* Минеральные фации кислотности-щелочности гранитоидов, бедных кальцием.— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., 1966, с. 5—72.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии.* М., «Наука», 1975. 307 с. (Труды совместной Сов.-Монгол. геол. экспедиции АН СССР и АН МНР, вып. 11).
- Минеев Д. А.* Геохимия апогранитов и редкометалльных метасоматитов северо-западного Тарбагатай. М., «Наука», 1968. 183 с.
- Нечаева И. А.* Петрология щелочных гранитоидов Горного Алтая и их положение в формационной систематике магматических пород щелочно-гранитного состава. Автореф. канд. дис. М., 1973. 32 с.
- Нечаева Е. А., Борнеман-Старынкевич И. Д.* Бритолит в скарнах Западного Забайкалья. «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1956, вып. 4, ч. 85, с. 516—519.
- Никитина Л. П., Петкевич Э. З., Свердлова О. В., Христофоров К. К.* Использование колебаний OH^- для определения заселенности октаэдрических позиций в структурах амфиболов состава $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_2\text{—}3(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}(\text{O}_{22}\text{H})_2$.— «Геохимия», 1973, № 11, с. 1661—1668.
- Никитина Л. П., Петкевич Э. З., Свердлова О. В., Христофоров К. К.* Форма воды и возможности использования валентных колебаний OH^- для определения распределения катионов в структуре амфиболов состава $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_2\text{—}3(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.— Тез. докл. Сиб. совещ. по спектроскопии. Ч. 2. Иркутск, 1972, с. 63—64.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С., Елькина Н. П.* Термоаналитическое исследование амфиболов.— В кн.: Труды совещ. по термографии. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 173—181.
- Ожогин В. А.* Признаки первично-осадочной природы верхнепалеозойских щелочных гранитов. Автореф. канд. дис. М., 1969. 24 с.
- Павленко А. С., Коваленко В. И.* Зависимость парагенезисов щелочных метасоматитов, обедненных кальцием, от соотношения химических потенциалов щелочей.— «Геохимия», 1961, № 11, с. 980—987.
- Перчук Л. Л.* Равновесия порообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 391 с.

Перчук Л. Л., Суриков В. В. Термодинамические проблемы распределения катионов в сверхструктурах минералов.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1970, № 10, с. 3—18.

Писарская В. А. Ускоренное определение фтора.— В кн. *Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск, 1976.*

Плетнева Н. И. Акцессорная редкометалльная минерализация, связанная со щелочными апогранитами Кольского полуострова.— В кн.: *Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1967, с. 83—86.*

Пономарев А. И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961. 441 с.

Пополитов Э. И., Знаменский Е. Б., Коваленко В. И., Цыганский В. Д. Распределение ниобия и тантала в кислых и щелочных породах северо-восточной Тувы.— В кн.: *Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Вост. Сибири. М., 1965, с. 88—96.*

Рябчиков И. Д. Минеральные равновесия с участием флюидной фазы (на примере магматических систем). Докт. дис. М., ИГЕМ, 1973. 285 с.
Самойлов В. С., Гормашева Г. С. Щелочные амфиболы карбонатов и генетически связанных с ними пород.— *Зап. Всесоюз. минер. о-ва*, 1975, ч. 104, вып. 2, с. 145—159.

Северов Э. А. Ниобийсодержащие граниты комплекса молодых интрузий Северной Нигерии.— В кн.: *Матер. по геол. месторождений редких элементов в зарубежных странах. Вып. 6. М., 1960, с. 104—109.*

Сёренсен Х. О магматической эволюции щелочных провинций Южной Гренландии.— В кн.: *Проблемы геохимии. К 70-летию акад. А. П. Випоградова. М., «Наука», 1965, с. 338—349.*

Скрейнмакерс Ф. А. Нонвариантные, моновариантные и дивариантные равновесия. М., ИЛ, 1948. 214 с.

Скрипкина В. В. Щелочная вулcano-плутоническая ассоциация пород нижнего течения р. Хилок (Юго-Западное Забайкалье).— В кн.: *Матер. по геол. и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 10. Улан-Удэ, 1966, с. 15—25.*

Славин У. Атомно-абсорбционная спектроскопия. Пер. с англ., с доп. М., «Химия», 1971. 296 с.

Соболев В. С. О терминах «щелочной амфибол» и «щелочной широксен».— *«Минер. сб. Львов. геол. о-ва, 1951, № 5, с. 316—318.*

Сомина Л. А. Эмпирический учет процессов переноса атомов в электроде при спектральном анализе.— В кн.: *Люминесценция и спектральный анализ. Вып. 3. Иркутск, 1974, с. 189—220.*

Столярова И. А., Смирнова И. Б. Метод фотометрического определения фтора. «Информ. сб. (ВСЕГЕИ)». 1959, т. 37, № 18, с. 119—124.
Тарарин И. А. Минеральные фацис гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М., «Наука», 1971. 144 с.

Тарасевич Ю. И., Сивалов Е. Г. Инфракрасные спектры слюд.— *«Укр. хим. журн»*, 1972, т. 38, вып. 11, с. 1112—1120.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.

Тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1974. 284 с. (Труды совместной Сов.-Монгол. геол. экспедиции АН СССР* и АН МНР, вып. 9).

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 592 с.

Тихомиров Н. И., Козубова Л. А., Тихомиров И. П., Газизин Ю. В. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964. 215 с.

Тугаринов А. И., Коваленко В. И. Геохимия гранитоидов Нигерии. М., «Наука», 1973. 107 с.

Тугаринов А. И., Павленко А. С., Коваленко В. И. Происхождение апогранитов по геохимическим данным.— *«Геохимия»*, 1968, № 12, с. 1419—1436.

Фотометрические методы определения породообразующих элементов в рудах, горных породах и минералах. Инструкция Сев.-Зап. геол. упр. Л., 1970. 32 с.

Халтуева В. К., Матвеева Л. Н. К вопросу определения алюминия спектрофотометрическим методом при повышенном содержании фтора.— В кн.: Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск, 1976.

Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты, 1970. 508 с.

Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гординеко Н. В., Киселев А. И., Лобанов М. П. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., 1966, с. 277—315.

Чумаков А. А. О происхождении щелочных гранитов Кейв.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 308—369.

Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация.— В кн.: Геол. месторождений редких элементов. Вып. 12—13. М., Гостехиздат, 1961. 178 с.

Шеремет Е. М., Гормашева Г. С., Сапожников А. П. К петрологии мезозойских щелочных гранитоидов Западного Забайкалья.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976, № 1, с. 24—37.

Шмакин Б. М., Костюкова Е. С. Геохимия бария и стронция в мусковитовых пегматитах Восточной Сибири и Индии.— «Геохимия», 1969, № 10, с. 1124—1237.

Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958. 374 с.

Щербина В. В. Окислительно-восстановительные процессы в магмах.— В кн.: Геохимия. М., «Наука», 1972, с. 7—11.

Эмиссионный спектральный анализ в геохимии. Новосибирск, «Наука», 1976.

Юзевич Г. В. Определение OH^- , OH_2 и OH_3 группировок в минералах и неорганических соединениях методом ИК-спектроскопии. Автореф. канд. дис. М., 1963. 11 с.

Addison W. E., White A. D. Spectroscopic evidence for the siting of lithium ions in a riebeckite.— «*Miner. Mag.*», 1968, v. 36, N 281, p. 743—745.

Ajakaiye D. E. A gravity interpretation of the Liruei Younger Granite ring complex of Northern Nigeria.— «*Geol. Mag.*», 1968, v. 105, p. 256—263.

Ajakaye D. E. Gravity measurements over the Nigerian Younger Granite province.— «*Nature*», 1970, v. 225, N 5227, p. 50—52.

Bailey D. K. The stability of acmite in the presence of H_2O .— «*Amer. J. Sci.*», 1969, v. 267-A, Schairer vol., p. 1—16.

Bancroft G. M., Burns R. G. Mössbauer and absorption spectral study of alkali amphiboles.— «*Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.*», 1969, v. 2, p. 137—148.

Barth T. W. F. Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. II. Systematic petrography of the plutonic rocks.— In: Skrifter utg. av Det Norske Videnskaps — Akademi i Oslo. I. Mat.-natur. Klasse, 1944, N 9, p. 104, 1945.

Binns R. A. Barroisite-bearing eclogite from Naustdal, Sogn og Fjordane, Norway.— «*J. Petrol.*», 1967, v. 8, p. 349—371.

Bocquet J. Blue amphiboles of the Western Alps chemistry and physical characters.— «*Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.*», 1974, v. 54, N 2—3, p. 425—448.

Borg I. Y. On conventional calculations of amphibole formulae from chemical analyses with inaccurate H_2O (+) and F determinations.— «*Miner. Mag.*», 1967, v. 36, N 280, p. 583—591.

Borg I. Y. Optical properties and cell parameters in the Glaucophane —

Riebeckite series.— In: Contributions to Mineralogy and Petrology, 1967, v. 15, N 1, p. 67—93.

Borley G. D. Amphiboles from Younger Granites of Nigeria. Pt 1. Chemical classification.— «Miner. Mag.», v. 333, march. Department of Geology, Imperial College, London, S. W. 7., 1963, p. 393—417.

Brown G. E., Gibbs G. V. Stereochemistry and ordering in the tetrahedral portion of silicates.— «Amer. Min.», 1970, v. 55, N 9—10, p. 1587—1607.

Burns R. G., Greaves C. J. Correlations of infrared and Mössbauer Site Population Measurements of Actinolites.— «Amer. Miner.», 1971, v. 56, N 11—12, p. 2010—2033.

Burns R. G., Prentice F. J. Distribution of iron cations in the crocidolite structure.— «Amer. Min.», 1968, v. 53, N 5—6, p. 770—776.

Burns R. G., Strens R. G. J. Infrared study of hydroxyl bands in clino amphiboles.— «Science», 1966, v. 153, p. 890—892.

Carmichael J. S. E. Pantelleritic liquids and their phenocrysts.— «Min Mag.», 1962, v. 33, N 257, p. 86—114.

Chisholm F. E. Planar defects in fibrous amphiboles.— «J. Mater. Sci.», 1973, v. 8, N 4, p. 475—483.

Coleman R. G., Papike J. J. Alkali amphiboles from the blueschists of Cazadero, California.— «J. Petrol.», 1968, v. 9, N 1, p. 105—122.

Colville Alan A., Gibbs G. V. Refinement of the crystal structure of riebeckite.— «Geol. Soc. Amer. Spec. Paper», 1965, v. 31, N 82, p. 31—39.

Colville Patricia A., Ernst W. G., Gilbert M. C. Relationships between cell parameters and chemical compositions of monoclinic amphiboles.— «Trans. Amer. Geophys. Union», 1966, v. 47, N 1, p. 199—206.

Dietrich R. V., Heier K. S. Differentiation of quartz-bearing syenite (nordmarkite) and riebeckite — arfvedsonite granite (ekerite) of the Oslo series.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1967, v. 31, N 2, p. 275—280.

Dietrich R. V., Heier K. S., Taylor S. R. Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. Pt 20, Petrology and geochemistry of ekerite.— «Norske Vidensk. Akad. Oslo Skv.», Mat.-Natur., Kl., New Ser., 1965, N 19, p. 31—56.

Ernst W. G. Synthesis, stability relations, and occurrence of riebeckite and riebeckite — arfvedsonite solid solutions.— «J. Geol.», 1962, v. 70, N 6, p. 689—737.

Ernst W. G. Amphiboles. Crystal chemistry, phase relations and occurrence. (Minerals, Rocks and Inorganic. Mater., v. 1). Berlin — Heidelberg — New York, Springer, 1968, X, p. 125S.

Floor P. Petrology of an Aegirine — Riebeckite gneiss bearing part of the Hesperian massif: the Galineiro and surrounding areas, Vigo, Spain.— In: Overdruk vit Leidse Geologische Mededelingen, 1966, d. 36, blz. 1—204.

Frost M. T. Amphiboles from Younger Granites of Nigeria. Pt II. X-ray data.— «Miner. Mag.», 1963, v. 33, N 260, p. 377—384.

Ghose S. A scheme of cation distribution in the amphiboles.— «Miner. Mag.», 1965, v. 35, N 269, p. 46—54.

Ghose S. Cation distribution in amphiboles: results of spectral studies.— «Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.», 1969, v. 2, p. 51—58.

Ghose S., Hafner S. S. Mg²⁺—Fe²⁺ distribution in metamorphic and volcanic orthopyroxenes.— «Z. Kristallorg.», 1967, v. 125, N 1.

Gibbs G. V., Prewitt C. T. Amphibole cation site disorder (summary).— In: IMA Paper and Proceedings of the 5th General Meeting, Cambridge, 1966. Miner. Soc., London, 1968, p. 334—335.

Hawthorn F., Grundy H. The crystal chemistry of the amphiboles. I. Refinement of the crystal structure of ferrotschermakite.— «Miner. Mag.», 1973, v. 39, N 301, p. 36—48.

Hawthorn F., Grundy H. Positional disorder in the A-site of clinoamphiboles.— «Nature Phys. Sci.», 1972, v. 235, N 56, p. 72—73.

Himmelberg G. R., Papike J. J. Coexisting amphiboles from Blueschist facies metamorphic Rocks.— «J. Petrol.», 1969, v. 10, N 1, p. 102—114.

- Hodgson A. A.* Fibrous silicates.— «Lect. Ser. Roy. Inorg. Chem.», 1965, N 4, p. 17—39.
- Hodgson A. A., Freeman A. G., Taylor H. F.* The thermal decomposition of crocidolite from Koegas, South Africa.— «Miner. Mag.», 1965a, v. 35, N 269, p. 201—212.
- Hodgson A. A., Freeman A. G., Taylor H. F.* The thermal decomposition of amosite.— «Miner. Mag.», 1965b, v. 35, N 271, p. 445—464.
- Huebner J. St., Papike J. J.* Synthesis and crystal chemistry of sodium—potassium richterite (Na, K) NaCaMg₅Si₈O₂₂(OH, F)₂: A model for amphiboles.— «Amer. Miner.», 1970, v. 55, N 11—12, p. 1973—1992.
- Jacobson R. R. E., MacLeod W. N., Black R.* Ring-complexes in the Younger granite province of Northern Nigeria.— «Mem. Geol. Soc. London.», N 1, 1958, p. 81—96.
- Jahns H., P. de Bethune.* The alkalic amphiboles of the Lueshe carbonatite.— In: Papers and proceedings of the Vth general meeting. Intern. Miner. Assoc. London, 1968, p. 312—314.
- Jakes P., White A. J. R.* K/Rb ratios of rocks from island arcs.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», v. 34, N 8, 1970, p. 849—857.
- Kovalenko V. I.* On the chemical composition, properties and mineral paragenesis of riebeckite-arfvedsonite.— In: Inter. Mineralogical Association Pap. and Proc. of the 5th General Meeting. Cambridge, 1966, Mineralogical Society, London, 1968, p. 261—285.
- Kubisz J.* O mosliwosci wystepowania jonu H₄O²⁺+iH₁₂O₅²⁺ w mineralach.— In: Sprawozd. posiedzen komisji lip.-grudz. 1966, PAN. Oddz Krakowie, 1967, p. 660—664.
- Kubisz J.* Rola dodatnich jonow wodorowotlenowych w mineralach.— «Prace mineral.», PAN Krakowie, 1968, N 11, p. 75—79.
- Litwin A. L., Powarennykh A. S.* Der Einfluss isomorpher Vertretungen auf das Volumen der Elementarzelle und die Packungsdichte der Calciumamphibole.— «Geologie», v. 16, N 7, 1967, p. 834—839.
- Misch P.* Alkaline granite amidst the calc-alkaline intrusive suite of the Northern Cascades, Washington.— «Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.», v. 87, 1965, p. 216—217.
- Misch P.* Tectonic evolution of the Northern Cascades in Washington state.— In: Symposium on the Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordillera in British Columbia and Neighboring Part of the U. S. Can. Inst. Mining Metallurgy Spec., v. 8, 1966, p. 101—148.
- Miyashiro A.* The chemistry, optics and genesis of the alkali—amphiboles.— «Univ. Tokyo J. Fac. Sci.», 11, 1957, v. 11, pt 1, p. 57—83.
- Moenke H.* Spektralanalyse von mineralien und gesteinen.— Mineralspektren. Akademie—Verlag, 1962, Berlin, 400 S.
- Mueller R. F.* Compositional characteristics and equilibrium relations in mineral assemblages of a metamorphosed iron formation.— «Amer. J. Sci.», 1960, v. 258, N 3.
- Mueller R. F.* Energetics of certain silicate solid solutions.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», v. 26, 1962, p. 581—598.
- Nicholls J., Carmichael I. S. E.* Peralkaline acid liquids: a petrological study.— «Gontr. Mineral. Petrol.», 1969, v. 20, p. 268—294.
- Nicholls G. D., Zussman J.* The structural formula of a hydrous amphibole.— «Miner. Mag.», 1955, v. 30, p. 717—721.
- Nickel E. H., Mark E.* Arfvedsonite and aerigine-augite from Seal Lake, Labrador.— «Canad. Miner.», 1965, v. 8, N 2, p. 185—197.
- Oftedahl C.* Permian rocks and structures of the Oslo region (in «Geology of Norway»).— «Norges Geol. Underskelse», 1960, N 208, p. 298—343.
- Papike J. J.* Structure and cation ordering of clinoamphiboles.— «Min. Soc. Amer. Spec. Pap.», 1969, v. 2, p. 117—136.
- Papike J. J.* Petrologic Crystal Chemistry.— «Trans. Amer. Geophys. Union», 1971, v. 52, N 5, p. 82—89.

Papike J. J., Clark J. R. The crystal structure and cation distribution of Glaucophane.— «Amer. Miner.», 1968, v. 53, p. 1156—1173.

Papike J. J., Ross M., Clark J. R. Crystal-chemical characterization of clin amphiboles based on five new structure refinements.— In: Pyroxenes and Amphiboles: Crystal Chemistry and Phase Petrology. Miner. Soc. Amer., Spec. Publ., 1969, N 2, p. 117—136.

Parsons I. Petrology of the Puklen syenite — alkali granite complex, Nunarssuit, South Greenland.— «Medd. Grønland», 1972, v. 195, N 3, p. 1—75.

Patterson J. H., O'Connor D. J. Chemical studies of amphiboles asbestos.— «Aust. J. Chem.», 1966, v. 19, N 7, p. 1155—1164.

Pauly H. Ivigtut cryolite deposit, SW Greenland.— «MAWAM», 1974, Praha, p. 393—400.

Phemister J. The riebeckite-bearing dikes of Shetland.— «Miner. Mag.», 1950, v. 23, N 211, p. 359—373.

Phillips R. Amphibole compositional space.— «Miner. Mag.», 1966, v. 35, N 275, p. 945—953.

Phillips R., Rombotham G. Studies on synthetic alkali amphiboles.— In: IMA Paper and Proceedings of the 5th General Meeting, Cambridge, 1966, Miner. Soc. London, 1968, p. 249—254.

Roberts D. G., Matthews D. H., Eden R. A. Metamorphic rocks from the southern end of the Rockall Bank.— «J. Geol. Soc. Lond.», 1972, v. 128, pt 5, p. 501—506.

Ross M., Papike J. J., Shaw K. W. Exsolution textures in amphiboles as indicators of subsolidus thermal histories.— In: Pyroxenes and Amphiboles: Crystal Chemistry and Phase Petrology. Miner. Soc. Amer., Spec. Publ., 1969 N 2, p. 275—299.

Ross M., Papike J. J., Weiblen P. W. Exsolution in clin amphiboles.— «Science», 1968, v. 159, N 3819 p. 1099—1102.

Sabine P. A. The geology of Rockall, North Atlantic.— «Bull. Geol. Surv. Gt. Britain», 1960, N 16, p. 156—178.

Srensen H. On the history of exploration of the Himaussaq alkaline intrusion, South Greenland.— «Medd. Grnl.», 1967, v. 181, N 4.

Srensen H. Rhythmic igneous layering in peralkaline intrusions.— «Lithos», 1970, v. 2, p. 261—283.

Strens R. G. I. The common chain, ribbon and ring silicates.— «Infrared Spectra Miner.», London, 1974, p. 305—330.

Stull R. J. Calcic and alkali amphiboles from the Golden Horn Batholith, North Cascades, Washington.— «Amer. Miner.», 1973, v. 58, N 9—10, p. 873—878.

Sundius N. The classification of the hornblendes and the solid solution relation in amphibole group.— «Sver. Geol. Unders. Arsbok», 1946, v. 40, N 4, p. 1—36.

The infrared Spectra of minerals. Ed. by Farmer V. C. London, 1974—539 p.

Tuddenham W. M., Lyon P. Y. Infrared techniques in the identification and measurement of minerals.— «Anal. Chem.», 1960, v. 32, N 12.

Tugarinov A. I., Kovalenko V. I., Sobatovich E. V., Znamensky E. B., Legeido V. A., Brandt S. B., Zihansky V. D. The distribution of lead isotopes, titanium, niobium, tantalum, zirconium and hafnium in Nigerian granites.— In: Origin and distribution of the elements, Trans. Sympos., Pergamon Press 1968, p. 686—699.

Turner D. C. A gravity interpretation of the Liruei ring complex (Letter).— «Geol. Mag.», 1969, v. 106, N 1, p. 95—97.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granites in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$.— «The Geol. Soc. Amer.», Mem., 1958, v. 74. 153 p.

Warren B. E. The crystal structure and chemical composition of the monoclinic amphiboles.— «Z. Kristallogr.», 1930, v. 72, p. 493—507.

Washington H. S. The composition of Rockallite.— «Quart. J. Geol. Soc. Lond.», 1914, v. 70, p. 294—302.

Whittaker E. J. W. The structure of Bolivian crocidolite. «Acta Cryst.», 1949, v. 2, p. 312—319.

Whittaker E. J. W. The crystal chemistry of the amphiboles.— «Acta Cryst.», 1960, v. 13, p. 291—298.

Whittaker E. J. W. Classification of the amphiboles.— In: IMA Paper and Proceedings of the 5th General Meeting, Cambridge, 1966. Miner. Soc., London, 1968, p. 232—243.

Wright G. B. Controls of mineralization in the Older and Younger tin fields of Nigeria.— «Econ. Geol.», 1970, v. 65, N 8, p. 945—951.

Yagi K. The system acmite — diopside and its bearing on the stability relations of natural pyroxenes of the acmite — hedenbergite — diopside series.— «Amer. Miner.», 1966, v. 51, N 7, p. 976—986.

[The following text is extremely faint and largely illegible, appearing to be a list of references or a detailed bibliography. It contains numerous names and titles, but the characters are too light to transcribe accurately.]

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.	3
Геологическое положение и строение массивных щелочных гранитоидов с амфиболами.	5
Методы исследования амфиболов.	52
Методы химического анализа щелочных амфиболов.	54
Общая характеристика щелочных амфиболов.	65
Химический состав и некоторые свойства амфиболов щелочных гранитоидов.	69
Анализированные амфиболы.	69
Номенклатура щелочных амфиболов.	72
Изоморфная серия рибекит — арфведсонит.	95
Изоморфная серия рибекит — кальциевый катафорит.	117
Некоторые другие изоморфные серии щелочных амфиболов.	122
Некоторые оптические свойства амфиболов щелочных гранитоидов.	127
Инфракрасные спектры амфиболов щелочных гранитоидов.	137
Природа ИК-спектров амфиболов.	137
Методика регистрации ИК-спектров.	141
ИК-спектры рибекитов.	143
ИК-спектры арфведсонитов.	150
ИК-спектры Са-катафоритов.	155
ИК-спектры рихтеритов и амфиболов с аномальными характеристиками.	159
Катионная упорядоченность в структурах щелочных амфиболов.	164
Обсуждение результатов.	171
Амфиболы щелочных гранитоидов МНР и других регионов	175
Зависимость состава амфиболов щелочных гранитоидов от условий их формирования.	177
Распределение некоторых редких элементов в амфиболах.	193
Заключение.	214
Литература	216

**ЩЕЛОЧНЫЕ АМФИБОЛЫ
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ**

Авторы: Вячеслав Иванович Коваленко,
Николай Васильевич Владыкин,
Исаак Лейбович Ланидес,
Аркадий Владимирович Горегляд

Ответственный редактор

Евгений Константинович Васильев

Редактор *С. А. Садко*

Художественный редактор *Т. Ф. Каминина*

Художник *В. В. Павлов*

Технический редактор *А. В. Семкова*

Корректоры *В. К. Тришина, А. М. Картавин*

Сдано в набор 19 октября 1976 г. Подписано в печать 2 июня 1977 г. МН 02051. Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. 14,5 печ. л.+1 вкл. 14,7 уч.-изд. л. Заказ № 290. Тираж 1000 экз. Цена 1 р. 50 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

В 1978 г. будут выпущены следующие книги:

Филатов И. С. Диэлектрические свойства полимерных материалов в различных климатических условиях.

Геотеклофизические исследования в Сибири.

Кожевников Н. Н., Попов В. И. Прогнозирование процессов промерзания в сыпучих материалах при железнодорожных перевозках.

Мельников В. П. Электрофизические исследования мерзлых пород.

Гайдаенко Е. И. Использование льдов в качестве основания сооружений.

Криогенные явления высокогорий.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Для получения книг и журналов почтой заказы просим направлять по адресу: 117464, Москва В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110, Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

- 480391 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97;
- 370005 **Баку**, ул. Джапаридзе, 13;
- 320005 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24;
- 734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95;
- 375009 **Ереван**, ул. Тумаяна, 31;
- 664033 **Иркутск**, ул. Лермонтова, 303;
- 252030 **Киев**, ул. Ленина, 42;
- 277012 **Кишинев**, ул. Пушкина, 31;
- 443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2;
- 192104 **Ленинград**, Д-120, Литейный проспект, 57;
- 199164 **Ленинград**, Менделеевская линия, 1;
- 199004 **Ленинград**, 9 линия, 16;
- 103009 **Москва**, ул. Горького, 8;
- 117312 **Москва**, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 **Новосибирск**, Красный проспект, 51;
- 630090 **Новосибирск**, Морской проспект, 22;
- 620151 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
- 700029 **Ташкент**, Л-29, ул. Ленина, 73;
- 700100 **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43;
- 634050 **Томск**, наб. реки Ушайки, 18;
- 450075 **Уфа**, ул. Коммунистическая, 49;
- 450075 **Уфа**, проспект Октября, 129;
- 720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42;
- 310003 **Харьков**, Уфимский пер., 4/6.

Цена 1 р. 50 к.

2132



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ