

Н. С. ВАРТАНОВА
И. В. ЗАВЬЯЛОВА
З. В. ЩЕРБАКОВА

МЕЗОЗОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 253

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Issue 253

N. S. VARTANOVA
I. V. ZAVJALOVA
Z. V. SHERBAKOVA

MESOSOIC
ALKALINE
GRANITIDS
OF WEST TRANSBAIKALIAN

Editor G. V. Pinus



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk • 1976

И. С. ВАРТАНОВА
И. В. ЗАВЬЯЛОВА
З. В. ЩЕРБАКОВА

МЕЗОЗОЙСКИЕ
ЩЕЛОЧНЫЕ
ГРАНИТОИДЫ
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ответственный редактор Г. В. Пинус

В работе приведена геологическая и петрографическая характеристики ряда типоморфных массивов щелочных гранитоидов, расположенных в различных структурно-фациальных зонах крупнейшей провинции щелочных гранитоидов Советского Союза.

На основе детального изучения породообразующих и акцессорных минералов, геохимии отдельных элементов-примесей (F, Nb, Ta, Rb, Cs), петрохимии газово-жидких и расплавных включений методами термобарометрии рассматриваются вопросы эволюции щелочного магматизма и физико-химические условия формирования данной группы пород в различной геологической обстановке.

Книга содержит оригинальный фактический материал по составу пород, породообразующих и акцессорных минералов и рассчитана на широкий круг геологов, петрологов и минералогов, занимающихся изучением магматических пород.

The book contains geologic and petrologic description of many typomorphic alkaline granitoids massives, disposed in different structure-facies zones of the largest alkaline-granitoids provinces of the Soviet Union.

Both the problems of the evolution of the alkaline magmatism and physico-chemistry conditions of the alkaline rocks forming a various geological situation are considered on the basis of the study of the rock-forming and accessory minerals, geochemistry of some admixtures-elements (F, Nb, Ta, Rb, Cs), petrochemistry and the gas-liquid and melt inclusions by thermobarometry methods.

The book includes a large original data about petrographic composition, rock-forming and accessory minerals content. This book is meant for a wide range of geologists, petrologists, and mineralogists studying plutonic rocks.

Мезозойские щелочные гранитоиды Забайкалья образуют крупнейшую провинцию щелочных пород, приуроченных к Западно-Забайкальскому вулканическому поясу. Однако несмотря на длительную историю геологического исследования этого региона и постоянный интерес к щелочным породам, с которыми связывается определенный комплекс полезных ископаемых, степень изученности щелочных гранитоидов остается недостаточной. В работах, посвященных исследованию щелочных пород, основное внимание всегда уделялось ненасыщенным нефелин- и лейцитсодержащим разновидностям, щелочные же гранитоиды с избытком кварца, к которым в основном принадлежат и породы Забайкальской щелочной провинции, всегда пользовались меньшим вниманием. Для Забайкалья это нашло отражение в том, что ненасыщенные породы, которые играют резко подчиненную роль среди щелочных гранитоидов, оказались изученными значительно лучше последних.

В мезозойских щелочных гранитоидах Западного Забайкалья весьма слабо изучен вещественный состав породообразующих и акцессорных минералов, мало данных о температурах кристаллизации пород, о содержании и распределении в них элементов примесей, о роли гибридности при становлении массивов и т. д. Перечисленный комплекс вопросов определил направленность наших работ. Мы ставили перед собой еще одну задачу — с помощью детальных геологических и петрографо-минералогических исследований выявить зависимость парагенезисов щелочных гранитоидов от режима кислотности — щелочности, температуры, давления и состава пород.

Работы по изучению щелочных гранитоидов Западного Забайкалья проводились в лаборатории петрографии магматических пород Института геологии и геофизики СО АН СССР, начиная с 1966 г. За это время было детально изучено пять типоморфных массивов щелочных гранитоидов, сформировавшихся в различных структурно-фациальных зонах. Исследования проводились по таким направлениям: 1) изучение пород, породообразующих и акцессорных минералов; 2) изучение петрохимических и геохимических особенностей гранитоидов; 3) измерение абсолютных температур кристаллизации гранитоидов и давлений с помощью методов термобарометрии; 4) изучение зависимости парагенезисов щелочных гранитоидов от режима кислотности — щелочности.

Полевые исследования по массивам Мало-Куналейскому, Нижне-Тарбагатайскому, Петровск-Забайкальскому, Малетинскому, Балягинскому и массиву Вороти-Иначе проводились Н. С. Вартановой и З. В. Щер-

баковой в 1966 и 1970 гг., по Ара-Билютайскому массиву и массивам р. Хамней — И. В. Завьяловой в 1969 и 1970 гг.

Поскольку по результатам наших исследований некоторые массивы (Малетинский, Балягинский, массивы р. Хамней) оказались более древними и не относящимися к куналейскому комплексу, в настоящей работе мы ограничились описанием пяти типоморфных массивов.

Степень участия авторов в написании работы отражена в оглавлении. Исследования в целом проводились под руководством Н. С. Вартаковой.

Авторы считают приятным долгом поблагодарить В. С. Соболева, постоянно помогавшего в работе, А. Н. Дистанову и Я. А. Косалса, поделившихся своими наблюдениями и предоставившими нам часть каменного материала и шлифов по Куйтунскому и Мало-Куналейскому массивам, а также Г. В. Пинуса, прочитавшего работу в рукописи и сделавшего ряд ценных замечаний.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Щелочные гранитоиды Забайкалья образуют крупнейшую провинцию щелочных пород, расположенную в пределах складчатого обрамления Сибирской платформы и входящую в состав Байкальской горной области. Приурочены они к Западно-Забайкальскому вулканическому поясу (Хренов и др., 1966), протягивающемуся в северо-восточном направлении на 1600—1800 км при ширине 200—400 км от истоков р. Селенга через бассейн рек Джиды, Уда, Хилок и центральную часть Витимского плоскогорья, включая верхнее течение р. Олекма.

Изученные нами щелочные интрузии расположены в Западном Забайкалье, отличающемся весьма сложным геологическим строением. Большая часть территории сложена гранитоидами докембрия и палеозоя, среди которых сохранились отдельные участки и поля домезозойских осадочных и вулканогенно-осадочных отложений, смятых в складки и в различной степени метаморфизованных. В конце палеозоя — начале мезозоя на складчатом домезозойском основании обособилась тектонически активная зона, совпадающая с областью каледонской складчатости и наследующая домезозойский структурный план с северо-восточной ориентировкой главных структур. С тектонической активизацией региона связана интенсивная магматическая деятельность, приведшая к образованию Западно-Забайкальского вулканического пояса. В его пределах мезозойские отложения приурочены к отдельным, разобщенным между собой, впадинам и часто бедны палеонтологическими остатками, что затрудняет расчленение как вулканогенно-осадочных, так и интрузивных образований. В то же время все исследователи выделяют в развитии Западно-Забайкальского вулканического пояса ряд этапов: Ю. М. Комаров (1960), А. И. Киселев (1965), Ц. О. Очиров и др. (1965) отмечают два этапа: нижнемезозойский, охватывающий триас и нижнюю юру, и верхнемезозойский, начавшийся со средней юры; П. М. Хренов и др. (1966) — три этапа: главный (триас — нижняя юра), переходный (средняя и верхняя юра) и заключительный (конец юры и кайнозой). Все этапы различаются по интенсивности магматических процессов и по составу вулканических и интрузивных образований.

Нижнемезозойский этап развития характеризуется наибольшей активностью, однако в различных частях Западно-Забайкальского вулканического пояса она проявлялась не одновременно и не однотипно. Это послужило основанием для выделения в его пределах ряда структурно-формационных зон. А. И. Киселев и А. Я. Салтыковский (1967) выделили Малханскую, Джиды-Хилокскую и Удино-Витимскую зоны; Ю. В. Комаров (1970) — Малханскую и Селенгино-Витимскую.

Вулканическая деятельность началась в юго-западной части региона, в пределах Малханской зоны, формированием нижнемезозойской вулканогенной серии. В составе ее выделяют тамирскую (T_1-2), черноярскую (T_1), боргойскую (T_3) и цаган-хунтейскую (T_2-J_1) свиты (Хренов и др., 1966; Киселев, Салтыковский, 1967).

Тамирская свита (мощность 6000—8000 м) распространена в юго-западной части Малханского хребта в пределах Тамирской, Бичурской

и Кударинской грив и представлена преимущественно кислыми эффузивами и их туфами, в подчиненном количестве имеются эффузивы среднего и основного составов и маломощные прослои осадочных пород. Отложения данной свиты Д. Ж. Жалсабомом и др. (1967) выделены в нижне-среднетриасовую липаритовую формацию, Ю. М. Комаровым (1970) — в тамирскую андезит-липарит-гранофировую формацию.

В Джиде-Хилокской зоне в верхнем триасе — нижней юре происходило формирование чернойривской и боргойской свит. Боргойская свита (мощность 1500—3000 м) выделяется в бассейне р. Джиде, в Боргойском хребте, в низовьях рек Чикой и Хилок, по северному борту Заганского хребта. Свита представлена пестрыми, не выдержанными по простираению и падению пирокластическими образованиями, переслаивающимися с потоками и покровами основных, средних и кислых эффузивов. В подчиненном количестве в ее составе присутствуют туфопесчаники, туфосланцы и очень редко углистые сланцы. Возраст свиты Ю. В. Комаров и А. И. Киселев (1963), на основании флоры, определяют, как верхнетриасовый, отмечая, что по составу, степени метаморфизма и положению в геологической структуре Западного Забайкалья боргойская свита близка к тамирской вулканогенной свите. Породы этой свиты Д. Ж. Жалсабомом и др. (1967) объединены в верхнетриасовую — нижнеюрскую трахиандезито-липаритовую формацию. Тамирская и боргойская свита некоторыми исследователями (Михно, 1964) относятся к одной формации.

Одновременно с боргойской свитой в Джиде-Хилокской зоне, по А. И. Киселеву и А. Я. Салтыковскому (1967), формируется чернойривская свита (1500—2000 м), представленная трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами и их туфами с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников и туфосланцев. Свита по составу основных пород близка к боргойской; они близки пространственно и структурно, перерыва или несогласия между ними не обнаружено. Возраст чернойривской свиты А. И. Киселев и А. Я. Салтыковский (1967) считают верхнетриасовым — нижнеюрским, П. М. Хренов и др. (1966) — нижнетриасовым.

Цаган-хунтейская свита (мощность 1000—2000 м) распространена к северо-востоку от Джиде-Хилокской зоны, в пределах Удино-Витимской зоны, по А. И. Киселеву и А. Я. Салтыковскому (1967), и в северо-восточной части Селенгино-Витимской зоны, по Ю. В. Комарову (1970), пространственно разобщена от боргойской свиты и отличается от нее по составу. В ее состав входят конгломераты, туфоконгломераты, туфопесчаники и туфосланцы, порфириды, ортофиры, трахиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры и туфы перечисленных пород, причем преобладают кислые эффузивы и пирокласты. Возраст свиты определяется как $T-J_1$, на основании стратиграфического положения: на южных склонах хребта Цаган-Дабан свита с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями ичетуйской свиты (J_2). Определение абсолютного возраста ортофира из цаган-хунтейской свиты исчисляется 180 млн. лет (определение Н. И. Полевой, по аргоновому методу, лаборатория ВСЕГЕИ).

Д. Ж. Жалсабом и др. (1969) предполагают возможность одинакового стратиграфического положения стратотипа цаган-хунтейской свиты хребта Цаган-Хуртей с эффузивами тамирской свиты.

Начиная со средней юры тектоническая активность в Западном Забайкалье уменьшается — сокращаются масштабы вулканизма и происходит резкое изменение состава пород от существенно кислого к основному. В позднемезозойский этап А. П. Киселевым и Салтыковским (1967) выделяются три стадии вулканизма: среднеюрская, верхнеюрская и нижнемеловая. В среднеюрскую стадию происходит образование осадочно-вулканогенных отложений ичетуйской и удинской свит и осадочной угленосной тугунской свиты.

Ичетуйская свита ($J_1^3 - J_2$; мощность 2500—3000 м) впервые выделена в 1962 г. В. М. Скобло, Н. А. Ляминой и В. А. Косовым совместно с Ю. В. Комаровым и А. И. Киселевым (Комаров и др., 1965) в бассейне р. Джиды, по рекам Ичетуй и Цагатуй. Она широко распространена в южных отрогах Малого Хамар-Дабана, в южных предгорьях хребта Цаган-Дабан, на левобережье нижнего течения р. Джиды и в Чикой-Хилокском междуречье. По составу слагающих ее пород ичетуйская свита подразделяется на три подсвиты: нижнюю — осадочно-эффузивную, сложенную трахибазальтами, трахитами и осадочными породами; среднюю — трахибазальтовую и верхнюю — трахитовую. Все три подсвиты залегают согласно, без какого-либо перерыва. Нижняя и средняя подсвиты прорваны субвулканическими образованиями, близкими по составу к верхней подсвите. Они представлены сиенитами, сиенит-порфирами, сиенито-диоритами, граносиенитами и микрогранитами. В поле развития ичетуйской свиты субвулканические породы распределены неравномерно, образуя мощные дайковые пояса вдоль крупных разломов.

Удинская свита ($J_2 - J_1^1$; мощность 1200—1500 м) распространена в Удино-Витимской зоне. Выделена В. Г. Беличенко, Ю. В. Комаровым и др. (1962) в бассейне верхнего течения р. Уда, где представлена осадочно-вулканогенными образованиями с частым переслаиванием основных эффузивов, туфолов, туфобрекчий, туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников и туфитов с песчаниками, аргиллитами и конгломератами. В верхней части разреза появляются пропластки трахитов и трахиандезитов. По литолого-петрографическим, фаціальным, структурным и металлогеническим особенностям удинская свита весьма сходна с ичетуйской. Однако на основании изучения органических остатков и сопоставления геохронологических сведений ичетуйской и удинской свит В. М. Скобло (1966) приходит к выводу, что удинская свита в какой-то мере моложе ичетуйской, но верхи последней синхронны с удинской свитой.

На вулканогенных породах ичетуйской свиты согласно залегает угленосная формация, которая расчленяется на две подсвиты: тугнуйскую (J_2), сложенную алевролитами, алевролитовыми и аркозовыми песчаниками и каменными углями, суммарной мощностью 220—500 м; галгатайскую — песчаниково-конгломератовую, безугольную, мощностью 300—350 м. Возраст тугнуйской подсвиты, по данным В. М. Скобло и Н. А. Ляминой (1964), — среднеюрский, галгатайской — верхнеюрский.

В верхнеюрскую стадию формируется хилокская свита (мощность 1000—1500 м), сложенная трахиандезитами, трахибазальтами, лавобрекчиями и осадочными породами — конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, с резким преобладанием эффузивных образований. Свита широко распространена в центральной части Западного Забайкалья, где пространственно тяготеет к верхнемезозойским депрессиям. Возраст свиты на основании геологических и палеонтологических сведений определен как верхнеюрский (Скобло, Лямина, 1964).

Средне- и верхнеюрские образования Ю. В. Комаровым, А. И. Киселевым, Н. А. Ляминой, В. М. Скобло (1965) выделены в самостоятельную юрскую трахибазальтовую формацию, в которую объединены ичетуйская и хилокская свиты, и комагматичные им гипабиссальные образования. Породы трахибазальтовой формации перекрываются угленосными породами гусиноозерской серии.

В меловой период и в кайнозое магматическая деятельность в пределах Западно-Забайкальского вулканического пояса представлена лишь излияниями базальтоидов, среди которых выделяются известково-щелочные и породы с повышенной щелочностью. Интрузивные образования, связанные с меловыми базальтоидами, представлены единичными дайками бостонитов, кринанитов, тешенитов, лимбургитов, прорывающих нижнемеловые отложения гусиноозерской серии. С кайнозойскими базальта-

ми в боргойской впадине связаны небольшие субвулканические тела (Белов, 1963).

Максимум интрузивной деятельности приурочен к нижнемезозойскому этапу магматизма (триас — нижняя юра).

Мезозойские интрузивные образования сформировались после накопления тамирской и боргойской свит и смятия их в складки. Они приурочены к зонам глубинных разломов в области сочленения впадин и горстообразных поднятий, вытянутых в северо-восточном направлении. Выделяется ряд интрузивных комплексов. Относительно их числа, времени и последовательности формирования единой точки зрения нет. Схемы интрузивного магматизма опубликованы в работах Д. Д. Сагалуева (1960); П. И. Налетова (1962); Н. П. Михно (1961, 1964, 1966), Н. П. Михно и В. А. Соловьева (1965), В. Г. Беличенко и др. (1962), Л. А. Козубовой (1964), Ю. В. Комарова и П. М. Хренова (1964), В. А. Дворкин-Самарского (1965), Ц. О. Очирова и др. (1965), П. М. Хренова и др. (1966), В. Н. Гурьяновой и А. Л. Додина (1967), Д. Ж. Жалсабона и др. (1967).

Исследователи отмечают, что наиболее древние раннемезозойские интрузии образуют крупные тела гранитов, граносиенитов, сиенитов, гранодиоритов, среди которых преобладают граниты. Наиболее широко они распространены в западной части Малханского хребта. Их относят к бичурскому комплексу.

Относительно последовательности и времени формирования более молодых интрузивных комплексов нет единой точки зрения. Большинство исследователей считает, что вслед за гранитоидами бичурского комплекса произошло формирование щелочных гранитоидов куналейского комплекса, а затем лейкократовых рудоносных гранитоидов гуджирского комплекса. Такое соотношение принято и в легенде к государственным геологическим картам (серия Западно-Забайкальская Жалсабон и др. (1967) среди нижнемезозойских интрузивных образований выделяют две самостоятельные формации: гранодиоритовую, включающую бичурский, гуджирский и ряд других комплексов соответствующего возраста и состава, которые выделены под местными географическими названиями, и гранитоидную щелочную формацию, включающую куналейский комплекс. Абсолютный возраст гранодиоритовой формации 120—200 млн. лет, гранитоидной щелочной — 150—190 млн. лет. Возраст последней несколько более поздний, чем гранодиоритовой, но ограничен теми же стратиграфическими рамками. При этом четко установлено, что гранитоиды бичурского комплекса в ряде мест прорываются щелочными гранитоидами куналейского комплекса, так что возрастное положение этих двух комплексов не вызывает сомнений.

Вопрос о возрастной последовательности куналейского и гуджирского комплексов спорен. Жалсабон и др. (1967) доказательством более древнего возраста гуджирских гранитоидов считает нахождение галек молибденоносных гранит-порфиров данного комплекса в конгломератах досреднеюрского возраста в бассейне рек Большая и Малая Байба и галек пород гранитоидной щелочной формации в среднеюрских отложениях. А. К. Извеков (1966—1967 гг.) отмечает, что на правом берегу р. Шабур апофизы лейкократовых гранитов гуджирского комплекса прорывают щелочные сиениты куналейского комплекса. В Петровск-Забайкальском массиве, сложенном щелочными сиенитами куналейского комплекса, нами наблюдалось прорывание щелочных сиенитов дайками гранит-порфиров. Данный факт можно было бы трактовать как доказательство более молодого возраста гранитоидов гуджирского комплекса по сравнению с куналейским. Однако вопрос этот сложный, требует специального исследования и, по нашему мнению, ни одна точка зрения не может считаться окончательно установленной. В позднемезозойский этап формируются лишь мелкие субвулканические тела.

Глава II

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК МЕЗОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Щелочные гранитоиды в Западном Забайкалье были известны давно, но в самостоятельный интрузивный комплекс из состава палеозойских гранитоидов они были выделены П. И. Налетовым в 1952 г. В бассейне р. Малый Куналей им была описана щелочная интрузия, а комплекс получил название малокуналейского. В 1961 г. в связи с утверждением нового варианта легенды к Западно-Забайкальской серии листов государственной геологической карты он стал называться куналейским. Однако в литературе данный комплекс часто называют малокуналейским. Образование гранитоидов куналейского комплекса заключено в довольно узкие возрастные рамки — 150—190 млн. лет, т. е. они относятся к триасу — нижней юре.

Главными петрографическими разновидностями пород куналейского комплекса являются щелочные граниты, щелочные граносиениты и щелочные сиениты, но наряду с ними в состав комплекса различными исследователями включается широкая ассоциация пород — от нефелиновых сиенитов (Сагалуев, 1960; Дворкин-Самарский, 1965) до субщелочных и щелочноземельных гранитов и сиенитов (Козубова, 1964, 1967). Л. А. Козубова в составе куналейского комплекса выделяет две группы пород — субщелочную и щелочную. В первую группу объединены лейкократовые (до нормальных) биотит-роговообманковые граниты с их фациальной разновидностью — биотит-роговообманковыми граносиенитами и кварцевыми сиенитами, во вторую группу — известково-щелочные биотит-роговообманковые граносиениты и кварцевые сиениты, щелочные сиениты, щелочные кварцевые сиениты и граносиениты. Взаимоотношения между группами не установлены. На основании общетеоретических соображений Л. А. Козубова гранитоиды первой группы считает более древними. К группе субщелочных гранитоидов ею отнесены массивы в долинах рек Тамир, Баляга, Нижний и Верхний Тарбагатай, у дер. Алентуй и др. Представителем второй группы является Мало-Куналейский массив. Следует отметить, что в группу субщелочных гранитоидов наряду с массивами, сложенными породами известково-щелочного ряда (массив у дер. Алентуй, Балягинский массив), отнесены массивы, сложенные типичными щелочными гранитами (массив в долине р. Нижний Тарбагатай), что противоречит принципу выделения групп.

В результате проведенных нами работ выяснилось, что среди массивов, относимых Л. А. Козубовой к единому куналейскому комплексу, четко обособляются две разновозрастные группы пород. Первая группа — массивы, сложенные щелочными гранитами и щелочными сиенитами собственно куналейского комплекса, имеют возраст в пределах 163—189 млн. лет, что не противоречит геологическим и литературным данным (табл. 1). Вторая группа пород, к которым принадлежат массивы, сложенные субщелочными гранитоидами известково-щелочного ряда (массивы Тотхотойский и у дер. Алентуй и Балягинский) имеют абсолютный возраст 240—259 млн. лет, что соответствует пермскому возрасту. Гранитоиды Тамирского массива, сложенные субщелочными гранитоидами и относимые Л. А. Козубовой (1962) к первой фазе куналейского

Абсолютный возраст щелочных гранитоидов куналейского комплекса и гранитоидов Балягинского и Тотхотойского массивов (определение калий-аргоновым методом по породе)

Массив	Порода	Образец	Абсолютный возраст, млн. лет	Геологический возраст
Мало-Куналейский	Щелочной сиенит	580-66	187	T — J ₁ н. с.
То же	То же	585-66	187	T — J ₁
Эффузивы, прорвапные Мало-Куналейским массивом	Базальт	589-66	192	T
Петровск-Забайкальский	Щелочной сиенит	636-66	189±2	T — J ₁
То же	То же	640-66	177±9	T — J ₁
Нижне-Тарбагатайский	Щелочной гранит	2-66	163±4	T — J ₁
То же	То же	37-66	175±8	T — J ₁
»	»	41-66	212	T — J ₁
Нижне-Тарбагатайский	Аплитондный щелочной гранит	15-66	185±5	T — J ₁
Тотхотойский	Роговообманковобитовый гранит	76-66	240	P
»	Биотитовый гранит	84-66	240	P
»	Биотитовый граносиенит	163-66	202±7	»
Шток, прорывающий Тотхотойский массив	Лейкократовый гранит	56-66	170±2	J
Балягинский	То же	263-66	258±2	P
»	»	268 _а -66	259	»
»	»	272-66	249	»
»	Дайка	590-66	251±4	»
Эффузивы, прорвапные Балягинским массивом	Трахит	278-66	290±3	T

Примечание. Аналитик Л. В. Фирсов (ИГИГ СО АН СССР); коллекция пород Н. С. Вартановой и З. В. Щербаковой (сборы 1966 г.).

комплекса, по Д. Ж. Жалсабону и др. (1967), на основании более древнего возраста, химизма и минералогического состава, а также наличия генетически связанного с ними молибденового оруденения, не характерного для куналейского комплекса, относятся к бичурскому комплексу. Таким образом, можно считать, что отнесение субщелочных гранитоидов к куналейскому комплексу неправомерно.

Полученные нами значения абсолютного возраста гранитоидов Балягинского массива и вмещающих его эффузивов позволяют внести коррективы в существующую схему магматизма данного района. Балягинский массив сложен субщелочными лейкократовыми гранитами и имеет четкие, рвущие контакты с эффузивами. Эффузивная толща представлена ортофирами, трахитами, фельзитами, трахилипаритами, кварцевыми порфирами, андезитами и андезитовыми порфиритами. В окрестностях Балягинского рудника она находится в тектоническом контакте с кембрийскими метаморфическими породами и палеозойскими гранитоидами джидинского комплекса. Вмещающие эффузивы отнесены к цаган-хунтейской свите триасового возраста на основании того, что содержат в туфолах обломки палеозойских джидинских гранитов, а сходные с ними породы встречаются в виде галек в породах среднеюрской ичетуйской свиты. Поэтому возраст Балягинского массива определялся как триасовый или триас-нижнеюрский. При этом массив одним исследователями (Козубова, 1964; Сизых, 1971) относился к куналейскому комплексу, а другими — к гуджирскому.

Абсолютный возраст трахита из эффузивной толщи, равный 290 ± 3 млн. лет, говорит за то, что вулканическая деятельность в данном районе началась с позднего карбона, и уже в перми (250—260 млн. лет)

произошло формирование таких крупных гранитоидных массивов, как Балягинский (см. табл. 1).

Для более северных районов Удино-Витимской области, по мнению Б. А. Литвиновского, среди эффузивов, относимых ранее к цаган-хунтейской свите триасового возраста, выделяются более древние, палеозойские эффузивы. Таким образом, полученные нами данные находят свое подтверждение и в других районах Западно-Забайкальского пояса и позволяют считать, что активизация области завершённой каледонской складчатости в северо-западной части региона началась с верхнего карбона.

В массивах куналейского комплекса неоднократно отмечаются жильные породы состава гранитов и аплитов, не содержащие щелочных темноцветных минералов, близкие к породам известково-щелочного ряда. Такие породы обнаружены в Мало-Куналейском, Петровск-Забайкальском, Куналейском и Харитоновском массивах. По химизму (см. гл. IV) они имеют ряд общих черт со щелочными гранитоидами куналейского комплекса, однако, поскольку не известна верхняя возрастная граница подобных образований, вопрос генетической связи их со щелочными гранитоидами остается открытым.

Работами последних лет в западной части Цаган-Дабанского хребта обнаружены мелко- и среднезернистые аляскитовые граниты, гранит-порфиры, граносиениты, граносиенит-порфиры, образующие серию отдельных сближенных тел площадью от 0,5 до 8 км², которые объединяются в своеобразную, вытянутую в северо-восточном направлении интрузию, прослеживающуюся на расстоянии до 30 км при ширине 2—4 км. Она приурочена к зоне крупных разломов (Северо-Тугнуйского, Барского и др.), развитых вдоль сочленения северного борта Тугнуйской впадины с Цаган-Дабанским хребтом. По составу это граниты нормального ряда. Триасовый возраст их определяется на основании того, что аляскитовые граниты рвут туфы цаган-хунтейской свиты. Четкий интрузивный контакт между ними наблюдается на левобережье пади Хохюрта-Булаг (к западу от с. Улан-Туя). На водоразделе р. Барка и пади Хохюрта-Булаг аляскитовые граниты перекрываются туфо-конгломератами улантуйской свиты нижнеюрского возраста. Аляскитовые граниты и гранит-порфиры отмечаются в гальке внутрiformационных конгломератов ичетуйской серии нижне-среднеюрского возраста.

Таким образом, граниты попадают в те же возрастные рамки, что и щелочные гранитоиды куналейского комплекса, и приурочены к таким же структурам. Они отнесены ко второй фазе куналейского комплекса.

Среди мезозойских щелочных интрузивных образований Западно-Забайкальского вулканического пояса помимо щелочных гранитоидов отмечаются и нефелиновые сиениты. В Джидинской горной области они впервые обнаружены в 1958 г. в Боргойском хребте Д. Д. Сагалуевым, позднее были встречены по речкам Харасун, Ичетуй, Енхор, в падах Боци и Орцек. Относительно возрастного положения нефелиновых сиенитов среди интрузивных пород региона и их генезиса нет единой точки зрения. Д. Д. Сагалуев (1960), В. А. Дворкин-Самарский (1965), Ф. В. Кузнецова (1962) относят их к малокуналейскому интрузивному комплексу; П. Н. Налетов (1962) выделяет в самостоятельный боргойский интрузивный комплекс, более молодой, чем малокуналейский; В. М. Ладаева (1960) указывает, что нефелиновые сиениты считаются одновозрастными с Мало-Куналейской интрузией, отмечая, что на Харасунском рудопоявлении они постепенно переходят в плагиосиениты Джидинской интрузии (Pz) и являются более поздними дифференциатами плагиосиенитов. Г. В. Смирнов (1963) относит их к джидинскому комплексу палеозоя. По О. Г. Скринникову (1965) абсолютный возраст нефелиновых сиенитов Боргойского массива равен 188 млн. лет, пади Орцека — 172 млн. лет. Согласно описанию щелочных интрузий Боргой

и Боци, приведенных Л. И. Паниной (1972), каких-либо четко фиксируемых пространственных обособлений между щелочными и нефелиновыми сиенитами не наблюдается. Абсолютный возраст последних соответствует абсолютному возрасту щелочных сиенитов. Эти данные позволяют относить нефелиновые сиениты к куналейскому комплексу.

Относительно природы нефелиновых сиенитов существуют различные точки зрения. В. М. Ладаева (1960) считает их магматическими образованиями, Г. В. Смирнов (1961, 1963), Д. Ж. Жалсабон и др. (1967) — метасоматическими. Л. И. Панина (1966) на основании детальных термобарометрических исследований приходит к выводу, что формирование щелочных и нефелиновых пород Боргоя происходило в магматическую стадию при температуре выше 780°C. Нефелиновые сиениты в районе исследований имеют весьма ограниченное распространение, их детальная минералого-геохимическая характеристика приведена в работах Л. И. Паниной (1966, 1972). Поэтому здесь не затрагивается вопрос об условиях формирования нефелинсодержащих пород.

Массивы мезозойских щелочных гранитоидов куналейского комплекса располагаются вдоль зон глубинных разломов в области сочленения впадин и горстообразных поднятий и размещаются в виде отдельных поясов, вытянутых преимущественно в северо-восточном направлении. Отдельные массивы обычно невелики по размеру, до нескольких десятков квадратных километров, но встречаются и площадью более 100 км². Форма массивов штокообразная, контакты четкие. Породы, слагающие интрузивные массивы, имеют гипабиссальный характер и часто ассоциируются с эффузивами. В. В. Скрипкина (1966) провела сопоставление петрохимических особенностей щелочных гранитоидов Хариточовского массива, расположенного в районе нижнего течения р. Хилок и принадлежащего к куналейскому комплексу с вмещающими эффузивами. На основании сходства основных петрохимических параметров в однотипных по составу породах эффузивной, субвулканической и интрузивной фаций ею был сделан вывод о комагматичности интрузивных и вулканогенных образований данного района.

Как указывалось выше, в развитии Западно-Забайкальского вулканического пояса выделяется два главных тектоно-магматических этапа: раннемезозойской (Т—J₁) с интенсивным проявлением как эффузивного, так и интрузивного магматизма и позднемезозойский, для которого характерно уменьшение тектонической активности, сокращение масштабов вулканизма и резкое изменение состава пород от кислых к основным. При этом в раннемезозойский этап, в который и произошло формирование щелочных гранитоидов, по времени проявления, характеру и составу вулканических продуктов эффузивная и интрузивная деятельность протекает не однотипно, вследствие чего здесь выделяется ряд структурно-фациальных зон. Число их и границы у отдельных авторов несколько разнятся, но в общем довольно близки. Согласно А. И. Киселеву и А. Я. Салтыковскому (1967), в пределах Западно-Забайкальского вулканического пояса выделяется три зоны: Малханская, Джида-Хилокская и Удино-Витимская. Малханская зона расположена в юго-западной части Малханского хребта и ограничена с севера Заганским массивом, а с юга — Чикой-Ингодинским глубинным разломом — пограничной структурой между каледонидами Западного Забайкалья и герцинидами Монголо-Охотского пояса. Джида-Хилокская зона охватывает низовья рек Хилок, Чикой, предгорья Малого Хамар-Дабана и продолжается в Монголию. Удино-Витимская зона охватывает северо-восточную часть пояса, начиная с меридиана низовий р. Хилок. Развитие в ней нижнемезозойские эффузивы по составу отличны от эффузивов Джида-Хилокской зоны и представлены трахит-трахилипаритовой формацией, выделяемой как цаган-хунтейская свита. В состав Удино-Витимской

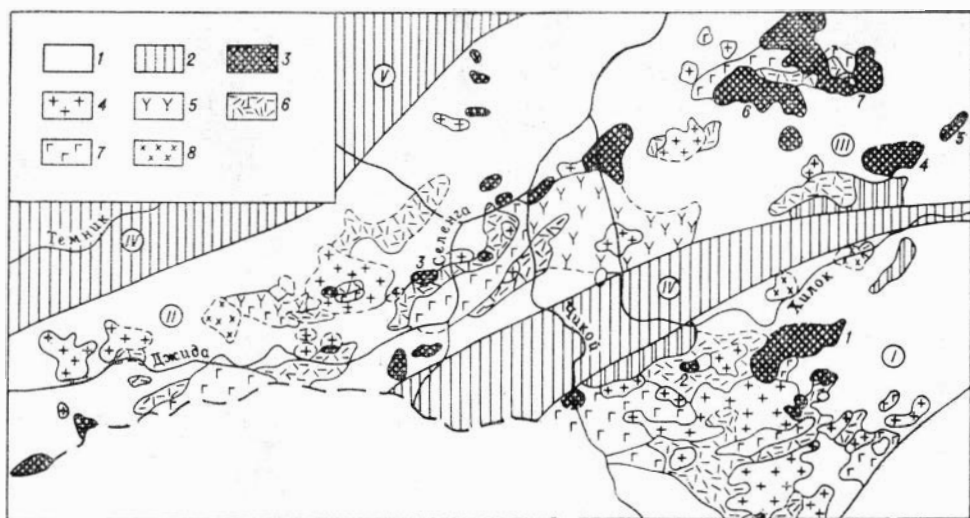


Рис. 1. Схема размещения массивов щелочных гранитоидов в структурах Западного Забайкалья (по данным В. В. Скрипкиной и Ю. М. Холода, 1968).

1 — область проявления мезозойского вулканизма: I — Малханская зона; II — Джида-Хилокская зона; III — Удино-Витимская зона; 2 — поднятия: IV — Заганское; V — Хамар-Дабанское; 3—8 — формации области мезозойской активизации; 3 — массивы формации щелочных гранитоидов куналейского комплекса: 1 — Мало-Куналейский, 2 — Вороти-Иначе, 3 — Ара-Билютайский; 4 — Нижне-Тарбагатайский, 5 — Петровск-Забайкальский, 6 — Куналейский, 7 — массивы рек Хурай и Мойса; 4 — массивы субщелочных гранитоидов бичурского комплекса; 5 — триасовая трахнандезитовая формация, субформация смешанного состава; 6 — пермо-триасовая липаритовая формация; 7 — пермская липаритовая формация; 8 — нерасчлененные интрузивные формации.

зоны входит бассейн р. Уда, верховья р. Витим, хребты Кудунский, Цаган-Хунтейский и отчасти Цаган-Дабан (рис. 1).

Щелочные гранитоиды, несмотря на общность тектонического положения, близость состава и времени образования, из массивов, расположенных в различных структурно-фациальных зонах, обладают индивидуальными чертами. Изученные нами массивы располагаются в пределах различных структурно-фациальных зон: Малханской (Мало-Куналейский и массив Вороти-Иначе), Джида-Хилокской (Ара-Билютайский и массивы р. Хамней), Удино-Витимской (Нижне-Тарбагатайский, Петровск-Забайкальский и массивы бассейна р. Брянка) (см. рис. 1).

Ниже проводится краткая характеристика структурно-фациальных зон и описание геолого-петрографических особенностей расположенных в них массивов щелочных гранитоидов.

МАЛХАНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

В пределах изученного района охватывает западную часть одноименного хребта. Она протягивается в северо-восточном направлении на 150 км при ширине, достигающей 90 км и в структурном плане представляет собой горстообразное поднятие, расположенное между Хилокской и Ингода-Чикойской впадинами. До 60% площади Малханской зоны занимают интрузивные породы. Остальная часть сложена глубокометаморфизованными терригенными отложениями архея и протерозоя, вулканогенными толщами нижнего карбона, пермо-триаса и юры, осадочными отложениями верхнеюрского и нижнемелового возраста и кайнозойскими отложениями. В северо-восточной ее части развиты осадочные, вулканогенно-осадочные и интрузивные образования протерозойского, каменноугольного и пермского возраста. Юго-западная часть зоны сложена преимущественно вулканогенными толщами и тесно ассоциирующими с ними гранитоидами верхнепермского и триасово-

го возраста. В Хилокской впадине распространены песчаники, конгломераты и основные эффузивы юрского возраста, объединенные в хилокскую свиту. Локальные прогибы в Хилокской впадине выполнены озерно-континентальными породами гусноозерской серии. Кайнозойские отложения представлены неогеновыми и четвертичными отложениями, среди которых на севере Хилокской впадины имеются небольшие по площади покровы и потоки базальтов.

Остановимся на характеристике верхнепермских и нижнемезозойских образований юго-западной части Малханской зоны, поскольку к ним приурочены щелочные гранитоиды. В структурном плане юго-западная часть Малханской зоны тяготеет к юго-западному флангу Чикой-Ингодинского структурного шва, который является границей между каледонидами Западного Забайкалья и герцинидами Монголо-Охотского пояса (Хренов и др., 1966). В пермо-триасовое время в этой части зоны началась интенсивная вулканическая деятельность, в результате которой сформировалась унгуркуйская свита, состоящая из трахибазальтов, трахиандезитов и андезитов, при подчиненном значении пирокластов и полном отсутствии осадочных пород. Наиболее полно отложения унгуркуйской свиты развиты в юго-западной оконечности Малханского хребта, где ее мощность достигает 1500 м. Восточнее, в районе р. Бичура, отложения унгуркуйской свиты сохранились в отдельных тектонических блоках, и мощность ее, по данным В. А. Новикова (1972), составляет 250—350 м. Унгуркуйская свита сформировалась в результате трещинных излияний. Абсолютный возраст ее определен в 240—230 млн. лет. По В. А. Новикову, она входит в состав унгуркуйской вулканогенной ассоциации, субвулканический комплекс которой включает дайки, пластовые тела и силлы крупнолейстовых плагиопорфиритов и долеритов, часть из которых является корнями потоков.

В ниже-среднетриасовое время происходит дальнейшее усиление вулканической деятельности и формируется вулканогенная тамирская свита. Она широко развита в юго-западной части, в пределах Бичурского, Тамирского и Кударинского хребтов. Нижняя часть тамирской свиты сложена вулканогенными отложениями кислого состава, с примерно равным количеством излившихся и пирокластических пород, тесно переслаивающихся друг с другом, и с подчиненным количеством вулканогенно-осадочных и осадочных образований. В верхней части свиты преобладают вулканогенные породы среднего и основного составов, переслаивающиеся с вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Последние в составе пород верхней части тамирской свиты играют значительно большую роль, чем в нижней.

Формирование нижней части свиты связано с деятельностью вулканов центрального типа; ряд палеовулканических построек выделен и описан В. А. Новиковым (1972). Возраст тамирской свиты определяется как нижний — средний триас, на основании остатков ископаемой флоры, собранной Я. М. Яблоковым, Л. А. Козубовой и В. М. Скобло в прослоях терригенных пород в приустьевой части р. Тамир и в левом борту р. Кудара, у с. Ивановка и определенной Д. И. Ермолаевым, А. И. Туртановой-Кетовой и Г. П. Радченко (Турунхаев, 1971). По данным определений абсолютного возраста, возраст свиты — 220—230 млн. лет. Мощность тамирской свиты по отдельным разрезам колеблется от 550 до 5000 м. Породы свиты интродуцированы субвулканическими телами кислого и основного составов и гранитоидами бичурского комплекса, объединяются в единую липаритовую вулканоплатоническую формацию (Хренов и др., 1966).

Гранитоиды бичурского комплекса образуют крупные массивы в западной части Малханского хребта, в районе г. Бичуры, в междуречье Большого Куналея и Бичуры, в пределах Тамирской гривы, по долине р. Кудара и по склонам Кударинского хребта. По направлению к вос-

току размеры тел гранитоидов уменьшаются и в восточной части зоны интрузии бичурского комплекса неизвестны. Абсолютный возраст гранитоидов бичурского комплекса, по данным Л. А. Козубовой (1964), равен 180 млн. лет, по В. А. Новикову (1972)—215—225 млн. лет.

В составе комплекса выделяются породы трех фаз внедрения. В первую фазу формируются небольшие тела, сложенные эссекситами, эссекситовыми габбро, габбро-диоритами и диоритами. Они отмечены в Бичурской и Тамирской гривах, в бассейне р. Булуктайка, по рекам Чикойский Гуджертуй и Большой Куналей. Возможно, что некоторые из них являются более древними и принадлежат к унгуркуйской вулкано-генной ассоциации. Массивы гранитоидов второй, главной интрузивной фазы бичурского комплекса часто крупные по размеру, площадью до первых сотен квадратных километров, сложены разнообразными по составу породами. Среди них выделяются крупнозернистые биотитовые граниты, мелко- и среднезернистые биотит-роговообманковые граниты, граносиениты, сиениты, гранодиориты, сиенито-диориты и диориты. В третью фазу выделены лейкократовые граниты с темным кварцем, которые до последнего времени относили к гуджирскому комплексу. По петрохимическим особенностям гранитоиды бичурского комплекса, так же как и вмещающие их кислые эффузивы тамирской свиты и связанные с ней субвулканнческие тела относятся, к известково-щелочному ряду, обладая при этом несколько повышенной щелочностью.

Следующими по времени образования являются породы вулкано-генной цаган-хунтейской свиты (мощность 1000—1800 м), впервые выделенной в Малханской зоне (Бичурский район) из состава тамирской свиты В. А. Новиковым (1972). По площади распространения они значительно уступают отложениям тамирской свиты и приурочены к отдельным опущенным тектоническим блокам. Цаган-хунтейская свита сложена игнимбритами, лаво- и туфобрекчиями трахитов и трахилипаритов, андезитами, трахиандезито-базальтами и трахибазальтами, туффитами и туфоконгломератами. Для нее характерны крайне непостоянная мощность потоков эффузивов и горизонтов пирокластов и приуроченность к низам разрывов трахибазальтовых лав, очень близких по внешнему облику основным эффузивам верхней части тамирской свиты. Формирование ее связано с деятельностью вулканов центрального типа. Абсолютный возраст свиты, по данным В. А. Новикова (1972), 185—200 млн. лет. Цаган-хунтейская свита насыщена дайками и небольшими субвулканнческими штоками трахилипаритовых и сиенит-порфиров; с ней пространственно ассоциируют щелочные гранитоиды куналейского комплекса.

Гранитоиды куналейского комплекса по распространенности значительно уступают бичурским. Единственным крупным массивом, площадью порядка 120 км², является Мало-Куналейский массив. Остальные массивы имеют площадь в десятки квадратных километров и меньше. В размещении массивов комплекса намечается определенная закономерность — они расположены вдоль линий северо-восточного и близкого к широтному простирания, будучи приурочены к триасовым разломам глубинного заложения. Распространение массивов куналейского комплекса, так же как и бичурского, ограничивается юго-восточной частью Малханской зоны. Тотхотойский массив, относимый предыдущими исследователями (Козубова, 1964) к куналейскому комплексу и расположенный в восточной части зоны, в результате наших исследований оказался более древним — палеозойским.

Массивы куналейского комплекса сложены преимущественно щелочными сиенитами и щелочными гранитами. Петрохимически они относятся к породам щелочного ряда, насыщенным кварцем с явно выраженной натровой специализацией. Абсолютный возраст их, по многочисленным определениям ряда лабораторий (ИГиГ СО АН СССР,

ВСЕГЕИ, БГУ), колеблется в пределах 185—210 млн. лет. На основании совместного нахождения в одних и тех же структурах с эффузивами и субвулканическими телами цаган-хунтейской свиты близости петрохимического состава и времени образования, гранитоиды куналейского комплекса и цаган-хунтейской свиты объединяются в щелочную вулcano-плутоническую ассоциацию (Скрипкина, 1966), трахитовый комплекс (Хренов и др., 1966) или Цаган-Дабанскую вулcano-плутоническую ассоциацию (Новиков, 1972).

Образованием гранитоидов куналейского комплекса в пределах Малханской зоны завершается позднепалеозойский — раннемезозойский этап развития зоны. В следующий период, охватывающий юру — нижний мел, в пределах Малханской зоны, ближе к ее краевым частям, формируется вулканогенно-осадочные толщи, преимущественно основного состава, и ассоциирующие с ними дайки основных и средних пород.

Ниже мы приводим описание двух типоморфных массивов куналейского комплекса: Мало-Куналейского и Вороты-Иначе.

Мало-Куналейский массив

Массив изучался П. И. Налетовым в 1952 г., выделившим здесь впервые мало-куналейский интрузивный комплекс щелочных гранитоидов, В. А. Новиковым, проводившим геологическую съемку, Л. А. Козубовой, работавшей в составе группы геологов ВСЕГЕИ по расчленению гранитоидов Забайкалья, Д. Ж. Жалсабоном, В. С. Чесноковым, В. В. Скрипкиной, изучавшими палеозойские и мезозойские эталонные рудоносные интрузии Бурятской АССР. В результате проведенных исследований было выяснено структурное положение массива, составлена геологическая карта, обоснован возраст, дана общая петрографическая характеристика пород. А. Л. Козубовой (1967) приводятся некоторые сведения о термодинамических условиях кристаллизации пород.

Мало-Куналейский массив расположен в юго-западной части Малханской зоны, на границе между Бурятской АССР и Читинской областью в бассейнах рек Малый Куналей, Березовка и Лотошна, и приурочен к зоне сочленения Хилокской депрессии и Тамиро-Бичурского поднятия, вытянутой в северо-восточном направлении. По форме массив является штоком с крутыми, почти вертикальными стенками, его площадь 120 км² (рис. 2).

Внутреннее строение массива сложное. Выделяются три составные группы пород, отражающие отдельные фазы массива. Наиболее ранними являются темно-серые щелочные сиениты с кварцем. Они имеют подчиненное развитие и встречаются в виде крупных ксенолитов среди светло-серых и голубовато-серых, средне-крупнозернистых кварцевых щелочных сиенитов-нордмаркитов, слагающих основную часть массива. Наиболее поздними породами являются серые и пепельно-серые мелкозернистые кварцевые щелочные сиениты, прорывающие крупнозернистые сиениты. Взаимоотношения всех возрастных групп пород отчетливо видны в многочисленных крупных скальных останцах на водоразделе рек Большой и Малый Куналей. В краевой части массива выделяется узкая полоса более мелкозернистой эндоконтактной фации, не превышающая нескольких сотен метров. Вмещающими породами с запада и северо-запада являются вулканогенные образования, относимые предыдущими исследователями (Михно, 1964) к тамирской свите. Поскольку по своему структурному положению, петрохимическим особенностям и абсолютному возрасту (см. табл. 1) данная толща оказалась соответствующей отложениям цаган-хунтейской свиты, мы сочли возможным отнести ее к этой свите. С юга Мало-Куналейский массив контактирует с гранитоидами бичурского комплекса, аляскито-

выми гранитами и морион-гранитами карбонового возраста, с востока — с трондьемитами, плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами нижнего палеозоя и щелочными сиенитами, кварцевыми сиенитами и сиенито-диоритами верхнепалеозойской интрузии.

Среди отложений цаган-хунтейской свиты в районе Мало-Куналейского массива, в нижнем течении р. Малый Куналей, выделяются базальты. На них залегают кислые эффузивы и их пирокласты, широко развитые по пади Пашино и в долине р. Большой Куналей. Базальты — однородные, плотные афанитовые породы черного цвета, состоящие из тонких лейст плагиоклаза с зажатыми между ними мелкими зернами измененного пироксена и рудной пыли. Участками они более раскристаллизованы и тогда видно, что в небольшом количестве в основной массе имеются пленки калиевого полевого шпата. Среди базальтов отмечаются небольшие скопления кварц-полевошпатового материала размером до 10 см в диаметре. Ближе к верхней части толщи появляются базальты с миаролитовыми пустотами, выполненными кварцем и эпидотом, и с тонкими кварц-актинолитовыми прожилками. Из вторичных минералов развиты хлориты и тонкочешуйчатая бурая слюдка.

Верхняя часть толщи состоит из кислых эффузивов — липаритов, дацитов и их туфов, с маломощными прослоями основных эффузивов и брекчий, в которых обломки основных пород сцементированы эффузивами кислого состава. Вкрапленники в эффузивах редки и представлены калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, часто образующим гломеропорфировые скопления. Основная масса кварцполевошпатовая, фельзитовой структуры, участками микропегматитовая. В небольшом количестве в основной массе содержится рудная пыль. В верхах толщи преобладают туфы, литокластические и лито-кристалловитрокластические, состоящие из обломков андезитов, дацитов и плагиоклазов, сцементированных кислым стеклом, а также туфы липаритов.

Возрастное положение массива четко устанавливается по геологическим данным и по определениям абсолютного возраста. Мало-Куналейский массив рвет и метаморфизует эффузивы цаган-хунтейской свиты триаса (по р. Малый Куналей и пади Пашино). Абсолютный возраст сиенитов Мало-Куналейского массива, определенный Л. В. Фирсовым калий-аргоновым методом по породе, составляет 187 млн. лет, вмещающих базальтов — 192 млн. лет, что соответствует триасу. По данным Н. И. Полевой (Налетов, 1962), эгирин-арфведсонитовый граносиенит бассейна р. Малый Куналей имеет возраст 170 млн. лет.

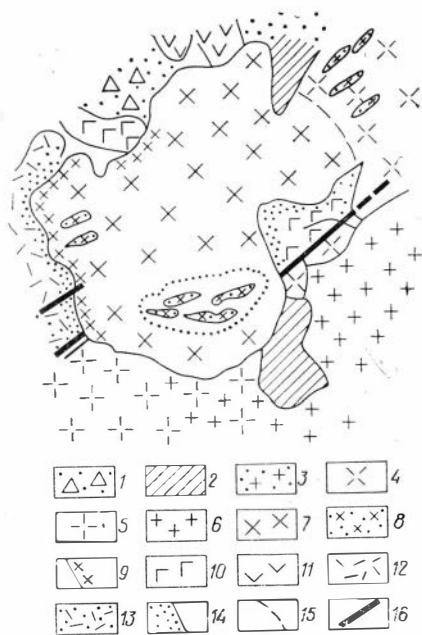


Рис. 2. Схема геологического строения Мало-Куналейского массива.

1 — четвертичные отложения; 2 — диориты, габбро, пироксениты (Pz); 3 — аплитовидные граниты и морион-граниты (C); 4 — крупнозернистые граносиениты и сиениты бичурского комплекса (P—T); 5 — крупнозернистые граниты бичурского комплекса (P—T); 6 — мелкозернистые граниты бичурского комплекса (P—T); 7 — крупнозернистые сиениты куналейского комплекса (T); 8 — мелкозернистые сиениты, граносиениты и граниты куналейского комплекса (T); 9 — мелкозернистые сиениты и граносиениты, краевая фация массива; 10 — лавы основного состава цаган-хунтейской свиты (?) (T); 11 — вулканогенные образования среднего состава, преимущественно лавы; 12 — вулканогенные образования кислого состава, преимущественно лавы цаган-хунтейской свиты (?) (T); 13 — вулканогенные образования кислого состава, преимущественно туфы, цаган-хунтейской свиты (T); 14 — роговики; 15 — условные границы; 16 — разломы.

Породы первой фазы (I) интрузии представлены щелочными сиенитами с кварцем. Они серого и темно-серого цвета, порфиroidной структуры, с вкрапленниками калиевого полевого шпата, размер которых достигает 1—1,5 см в длину. В них ясно видны простые двойники и зональность, подчеркнутая более темной окраской центральной части зерен. Основная масса мелкозернистая, состоящая из калиевого полевого шпата и темноцветных. Соотношение размеров зерен калиевого полевого шпата вкрапленников и основной массы различно. В отдельных разностях вкрапленники в несколько раз крупнее, чем зерна основной массы, в других — размер вкрапленников достигает лишь нескольких миллиметров и в этом случае порфиroidность мало заметна. Окраска калиевого полевого шпата в основной массе также темная, но несколько светлее, чем во вкрапленниках. Темноцветных довольно много, изредка они выделяются в виде крупных зерен, которые, однако, меньше по размеру, чем вкрапленники калишпата, но в большинстве случаев зерна очень мелкие.

Породы второй фазы (II) — кварцевые щелочные сиениты-нордмаркиты. Они средне- и крупнозернистые, равнозернистые и порфиroidные причем порфиroidность четко проявлена вблизи краевой части массива и обусловлена крупными вкрапленниками калиевого полевого шпата. Окраска пород преимущественно зеленовато-серая. В крупнозернистых разностях, развитых по пади Бутенко, темноцветные минералы более крупные, но все же они всегда мельче зерен калиевого полевого шпата. Породы имеют равномернозернистую структуру; зональность калиевых полевых шпатов иногда наблюдается, но выражена менее резко, чем в порфиroidных разностях. В небольшом количестве в интерстициях между зернами полевого шпата хорошо видны угловатые зерна темноокрашенного кварца. По направлению к контакту в породах четко прослеживается уменьшение крупности зерна и увеличение количества кварца. В окраске их начинают появляться розовые тона, отсутствующие в центральной части массива. В приконтактовой части массива, на стрелке рек Малый Куналей и Бутенко, встречаются мелкозернистые розовато-серые породы, переполненные мелкими угловатыми ксенолитами базальтов. Структура их порфиroidная, с отдельными крупными кристаллами темноокрашенных калиевых полевых шпатов, аналогичных калиевым полевым шпатам сиенитов первой фазы. Основная масса розовато-серая и состоит из темноокрашенного калишпата, розового полевого шпата, кварца и темноцветных, среди которых присутствует биотит.

Породы третьей (III) фазы — кварцевые щелочные сиениты, светло-серые, мелко- и крупнозернистые, равномернозернистые; по зернистости подобны сиенитам эндоконтактовой фации. Сложены они калиевым полевым шпатом и темноцветными. Последних не меньше, чем в породах первой и второй фаз.

Изучение шлифов и количественно-минеральные подсчеты показали, что несмотря на структурные различия и четкие рвущие контакты между породами всех трех фаз Мало-Куналейского массива минеральный состав пород первой и второй фаз, а также части третьей фазы очень близки друг к другу. Породы эндоконтактовой фации массива и часть пород третьей фазы из южной части массива имеют существенные различия (табл. 2, 3). Породы всех трех фаз Мало-Куналейского массива по количественно-минеральному составу весьма близки друг к другу, что может свидетельствовать о слабой дифференциации расплава при становлении массива (см. табл. 2 и 3). Фация эндоконтакта существенно отличается от пород массива, в первую очередь повышенным содержанием кварца и рудных минералов.

Характерная особенность щелочных сиенитов массива — агпаитовый порядок кристаллизации минералов, благодаря чему первыми вы-

Таблица 2

Количественно-минеральный состав пород Мало-Куналейского массива

Минерал	I фаза	Пределы колебаний	II фаза				III фаза				Фация эндоконтакта			
			s^2	s	CV	s^2	s	CV	s^2	s		CV		
Микропертит	92,7	92,1—93,6	92,8	2,97	1,71	1,84	92,8	5,16	2,24	2,4	81,2	29,45	5,40	6,7
Плагноклаз	0,2	0,1— 0,5	Сл.	—	—	—	0,3	0,13	0,36	120,0	2,3	6,67	2,58	112,0
Кварц	0,9	0,1— 1,6	3,3	1,91	1,38	42,00	2,3	2,91	1,70	74,0	12,6	12,86	3,60	28,0
Амфибол	3,1	2,8— 3,6	2,7	0,72	0,84	31,00	4,1	1,40	1,20	29,0	2,7	3,58	1,86	69,0
Пироксен	1,0	0,3— 1,6	0,1	0,12	0,34	340,00	Сл.	—	—	—	0,1	0,04	0,20	200
Биотит	Сл.	Сл.	Сл.	—	—	—	»	—	—	—	0,2	0,22	0,47	235
Рудные	0,6	0,5— 0,8	0,6	0,15	0,38	63,30	0,3	0,024	0,16	53,0	1,2	0,17	0,41	34,0
Сфен	0,1	до 0,2	0,2	0,02	0,14	70,00	Сл.	—	—	—	0,3	0,06	0,24	80,0
Апатит	0,2	до 0,5	Сл.	—	—	—	»	—	—	—	Сл.	—	—	—
Циркон	0,2	до 0,5	»	—	—	—	»	—	—	—	»	—	—	—
Ортит	Сл.	Сл.	Сл.	—	—	—	»	—	—	—	»	—	—	—
Прочие	»	»	»	—	—	—	»	—	—	—	»	—	—	—
Число шлифов	3	—	9	—	—	—	9	—	—	—	9	—	—	—

Примечание. В подсчет пород III фазы включены только щелочные слениты; s^2 — несмещенная оценка дисперсии; s — оценка стандартного отклонения; CV — коэффициент вариации (Урбах, 1964).

Критерии различия содержания минералов в породах Мало-Куналейского массива

Минерал	II и III фазы	II фаза и Фация эндоконтакта	III фаза и Фация эндоконтакта
Микропертит	$F=1,75$ $t=0,00$	$F=9,90$ $t=6,10$	$F=5,70$ $t=5,98$
Плагиоклаз			$F=5,10$ $t=2,37$
Кварц	$F=1,50$ $t=1,30$	$F=6,70$ $t=7,27$	$F=4,40$ $t=9,92$
Рудные	$F=6,20$ $t=6,40$	$F=1,10$ $t=2,49$	$F=7,00$ $t=13,92$
Амфиболы	$F=2,00$ $t=2,31$	$F=4,90$ $t=0,00$	$F=2,50$ $t=1,88$

Примечание. t — критерии Стьюдента, F — критерии Фишера (Урбах, 1964).

деляются калинатовые полевые шпаты, представленные микропертитами. В породах первой фазы они часто зональны, в породах второй фазы зональные микропертиты встречаются реже, в щелочных сиенитах третьей фазы обычно не зональны. Зональность подчеркивается пертитами. В центральной части зерен находятся тонкие микропертиты распада, вплоть до криптопертитов, в краевой части пертиты несколько более грубые. Крупные зерна микропертита переполнены по краям мелкими зернами пироксена и амфибола, которые в ряде случаев подчеркивают зоны роста. Наряду с пертитовыми калиевыми полевыми шпатами без следов микроклиновой решетки встречаются мелкие, водянопрозрачные зерна с микроклиновой решеткой.

Таким образом, выявляются две генерации калиевых полевых шпатов: ранняя, богатая пертитовыми вростками, которые по составу следует относить к анортоклазам, и поздняя, когда водянопрозрачные калишпаты бедны натрием. Рентгено-структурный анализ центральной и краевых частей зональных кристаллов микропертита выявил богатство их альбитовой составляющей и постоянное уменьшение содержания альбита от центральных частей к краевым. Степень упорядоченности также имеет определенную направленность, увеличиваясь от центра кристаллов к краям и от пород первой фазы к породам второй и третьей фаз. Среднее содержание калиевого полевого шпата в калинатовых полевых шпатах по массиву — $\bar{X}=29\%$ при $S=5,7$. Очень редко среди зерен калинатового полевого шпата встречаются остатки плагиоклаза. При этом иногда создается впечатление, что в центре зерен имеются и переработанные ксенолиты роговиков. Ограничения зерен калинатовых полевых шпатов резкие, кварц всегда в виде угловатых зерен в интерстициях между ними.

Темноцветные минералы в сиенитах первой фазы представлены пироксенами, амфиболами и биотитом. Пироксены двух генераций: эгиринсодержащие авгиты во вкрапленниках светло-зеленые с изъеденными краями; $Ng=1,726$, $Np=1,690$, $cNg=48^\circ$, $2V=+62$ и, согласно диаграмме Трегера (1968, с. 103), содержат 10% эгириновой молекулы. В краевых частях зеленый оттенок в окраске пироксена гуще, т. е. они богаче эгириновой молекулой. Изменяется и ориентировка оптической индикатрисы — понижается угол погасания. В наиболее густо окрашенных частях угол погасания уменьшается до 0° , но удлинение еще продолжает оставаться положительным и двупреломление не выше, чем в пироксене, и лишь очень редко, в изъеденных окончаниях крупных вкрапленников пироксена, обнаруживается почти чистый эгирин с $cNp=5^\circ$. Та-

ким образом, имеют место все переходы от эгиринсодержащих авгитов к эгиринам. В основной массе пироксены представлены эгирином. Вероятно, кристаллизация вкрапленников эгиринсодержащего авгита началась в интрателлурическую стадию совместно с калинатовым полевым шпатом. Позже, благодаря изменению условий образования, связанных с перемещением магмы в более высокие горизонты, при реакционном взаимодействии с расплавом, начали образовываться авгиты с более высоким содержанием эгириновой молекулы, вплоть до чистых эгиринов в основной массе.

Амфиболы зеленые с бурым оттенком и положительным удлинением; $N_g=1,678$, $N_p=1,660$, $cN_g=20^\circ$, $2V=-35^\circ$. Плоскость оптических осей (010), $Nm=v$. Плеохроизм по N_g светло-зеленый с бурым оттенком, по Nm и Np — зеленый с бурым оттенком. Ясно выражена дисперсия погасания. Кристаллографическая формула (рассчитана по химическому анализу обр. 582—66) приведена в гл. III. Судя по оптическим данным и химическому составу, амфиболы сиенитов первой фазы близки к баркевикиту и катопориту, отличаясь от них пониженным содержанием алюминия. Баркевикит и катопорит являются типичными магматическими минералами щелочных пород, преимущественно более основных. Баркевикит встречается в виде вкрапленников в трахитах, фонолитах и некоторых тефритах из вулканических пород. По данным Яги (Yagi, 1953), кристаллизация баркевикита предшествует кристаллизации арфведсонита. У амфиболов, как и у авгита, наблюдается изменение состава в краевых частях крупных зерен, фиксируемое по появлению синих цветов в окраске. Очень редко синие амфиболы встречаются и в основной массе породы. Они обладают низким двупреломлением и отрицательным удлинением. По времени образования амфиболы несколько более поздние, чем авгитсодержащий пироксен, и в ряде случаев замещают последний. При этом амфибол всегда замещает пироксен более богатой эгириновой молекулой, чем центральная часть крупных вкрапленников. Амфибол в свою очередь замещается биотитом. Вторичный биотит возникает также вокруг рудного минерала, на границе с калишпатом. Наряду с этим отмечаются редкие чешуйки биотита, производящие впечатление первичных. Они бурые с красноватым оттенком и располагаются внутри крупных вкрапленников калишпата.

Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом и рудными. Среди последних резко преобладает ильменит. Содержание рудных, по данным количественно-минеральных подсчетов, составляет более 1,0 вес. %, что, по Д. С. Штейнбергу и др. (1964), значительно выше, чем в сиенитах гранитоидной линии. Резкое преобладание среди рудных минералов ильменита указывает на низкий потенциал кислорода. Это подтверждается и спектрами ЭПР сфена, в которых линии агрегированного железа Fe^{3+} выражены слабо. В сиенитах второй фазы, при том же минеральном составе, что и в первой, среди темноцветных минералов преобладают амфиболы. В отличие от амфиболов первой фазы состав их более разнообразен.

В западной части массива, на водоразделе р. Большой Куналей и пади Пашина, амфиболы в сиенитах первой и второй фаз близки. Последние отличаются более яркой зеленой окраской с четко выраженным бурым оттенком, более резкой дисперсией погасания и высокими показателями преломления: $N_g=1,685$, $N_p=1,667$, $cN_g=19^\circ$, $2V=-30^\circ$. По химическому составу по сравнению с амфиболами пород первой фазы (см. гл. III) они богаче алюминием и беднее магнием. Среди крупных кристаллов амфиболов встречаются зональные разности. Зональность в них обуславливается появлением синих тонов в окраске краевых частей кристаллов. При этом повышается и угол погасания от $cN_g=19^\circ$ в центральной части зерен до $cN_g=30^\circ$ — в краевой. В узкой

краевой кайме амфиболы темно-синие с $N_g=1,698$, $N_p=1,694$, $cN_p=0$. Плеохроизм их по N_p — индигово-синий, по N_m — темно-синий, по N_g — буровато-зеленый. Судя по оптическим свойствам, синие амфиболы близки к группе рибекита. Синие амфиболы возникают вокруг зерен рудных минералов и развиваются по трещинкам зеленых амфиболов. В небольшом количестве они встречаются в виде мелких самостоятельных зерен. Среди темноцветных минералов в этой части массива иногда отмечается эгирин. Акцессорные минералы такие же, как и в сиенитах первой фазы.

Ближе к центральной части массива, на водоразделе пади Бутенко и р. Малый Куналей, характер амфиболов из пород первой фазы меняется. Здесь выделяются три генерации амфиболов: 1) светло-зеленые с бурным оттенком, положительным удлинением и ясной дисперсией погасания, близкие к амфиболам первой фазы становления массива; 2) бледно-голубые, короткостолбчатые, плеохроирующие почти до бесцветных. Они часто содержат остатки зеленовато-бурых амфиболов и переполнены сфеном и рудными минералами. Двупреломление их низкое и пятнистое, дисперсия погасания очень резкая, благодаря чему в скрещенных николях зерна не гаснут. Судя по этому, данные амфиболы принадлежат к группе экерманита — арфведсонита; 3) голубые, вплоть до индигово-синих, с прямым погасанием и отрицательным удлинением. Приурочены они к краям бледноокрашенных амфиболов, а также развиваются по спайности и вокруг рудных минералов. Судя по оптическим свойствам, принадлежат к группе рибекита. В парагенезисе с амфиболами в этой части массива, помимо кварца, отмечаются магнетит и эгирин. Анализируя минеральные парагенезисы щелочных амфиболов, В. И. Коваленко и др. (1968) показали, что они в значительной мере зависят от потенциала щелочей и кислорода, а также от температуры.

Сопоставляя парагенезисы минералов западной и центральной частей массива, можно отметить, что в западной части присутствуют фации, характеризующиеся относительно низкой активностью Na_2O и O_2 . При становлении центральной части потенциалы натрия и кислорода были выше. Об этом можно судить по широкому развитию среди рудных минералов магнетита, отсутствующего в западной части массива, и наличию амфиболов ряда экерманит-арфведсонит, более богатых натрием и трехвалентным железом, чем амфиболы этой же части массива. Если учитывать, что по данным Яги (Yagi, 1953), кристаллизации арфведсонита предшествует кристаллизация баркевикита и катафорита, то в центральной части массива имеется и более низкотемпературная фация. Что касается рибекита, то появление его в постмагматическую стадию обусловлено в основном понижением температуры.

Особо следует остановиться на третьей фазе Мало-Куналейского массива. Породы третьей фазы образуют небольшие тела и жилы, секущие крупнозернистые сиениты второй фазы. Взаимотношения между телами второй и третьей фаз четко видны в крупных останцах на водоразделе пади Пашина и р. Большой Куналей и в южной части массива, на водоразделе рек Большой и Малый Куналей. Состав пород третьей фазы изменчив. Среди них выделяются щелочные кварцевые сиениты, очень близкие по составу породообразующих минералов щелочным кварцевым сиенитам второй фазы и отличающиеся от них в основном только мелкозернистой структурой (см. табл. 2) и, наряду с ними, породы известково-щелочного ряда — граниты и граносиениты (табл. 4).

Мелкозернистые граниты и граносиениты третьей фазы из южной части массива состоят из калиевого полевого шпата, кварца, биотита и роговой обманки. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном и рудными. Изредка встречается чевкинит. Структура пород порфириовидная. В качестве вкрапленников выделяются калинатровые полевые шпаты и плагиоклазы, основная масса сложена плагиокла-

Количественно-минеральный состав жильных пород южной части Мало-Куналейского массива, об. %

Минерал	254-66	255-66	1160-67	1163-67	1162-67	1158-67	1159-67
Микропертит	36,7	49,8	70,0	83,0	84,4	14,6	66,0
Плагиоклаз	37,8	23,1	21,8	7,4	2,4	72,2	14,3
Кварц	21,2	20,0	4,5	6,7	8,8	2,3	14,3
Амфибол	—	—	3,0	2,5	3,0	4,7	0,6
Биотит	2,6	5,0	Сл.	Сл.	Сл.	4,4	2,3
Рудные	1,0	1,6	0,5	0,4	1,1	1,4	0,5
Сфен	0,3	0,3	0,2	Сл.	0,2	0,2	0,2
Апатит	0,1	0,1	Сл.	—	Сл.	0,2	—
Циркон	0,1	0,1	Сл.	Сл.	0,1	0,1	0,1
Ксенотим	—	—	—	—	—	—	1,7
Чевкинит	0,2	Сл.	—	—	—	—	—
Эпидот	—	—	Сл.	Сл.	—	—	—
Прочие	—	»	—	—	Сл.	—	—

П р и м е ч а н и е. 254-66, 255-66 — жильные породы приконтактной части Мало-Куналейского массива по пади Бутенко; 1158-67 — 1163-67 — образцы Я. А. Косалса из южной части Мало-Куналейского массива — апофизы пород 111 фазы (?) в останках щелочных снейтов; 1158-67 — снейт; 1159-67 — граноснейт; 1162-67 — щелочной кварцевый снейт; 1160-67 — гранит из жилы в контакте со щелочными снейтами главной интрузивной фазы массива; 1163-67 — кварцевый снейт из жилы в контакте со щелочными снейтами главной интрузивной фазы массива.

зами, калишпатом, кварцем и темноцветными. К основной массе приурочены и аксессуарные минералы.

Каликатровые полевые шпаты вкрапленников часто альбитизированы, иногда в них видна зональность, подчеркнутая пертитами, в отдельных зернах четко выражена микроклиноватая решетка. Помимо крупных вкрапленников каликатровых полевых шпатов, калиевый полевой шпат часто обрастает в виде каймы зерна плагиоклаза вкрапленников и основной массы. При этом в крупных вкрапленниках плагиоклаза иногда видно замещение его калишпатом, но в целом зональный вкрапленник идиоморфен. В основной массе зерна плагиоклаза, обросшие калишпатом, остаются идиоморфными, т. е. создается впечатление, что калишпат нарастает на плагиоклаз, не замещая его. Образующиеся при этом зональные кристаллы идиоморфны и в интерстициях между ними развивается кварц. Калиевые полевые шпаты в каймах свежие, с редкими пертитовыми вростками альбита, т. е. бедны натрием. Следовательно, в породе имеются две генерации калиевого полевого шпата: ранняя, богатая натрием, образующая крупные вкрапленники каликатрового полевого шпата и более поздняя, бедная натрием, нарастающая в виде каемок на зерна плагиоклаза.

Плагиоклазы наблюдаются как в виде крупных вкрапленников, сопоставимых по размеру с крупными вкрапленниками каликатрового полевого шпата, так и в виде более мелких зерен. Они обычно идиоморфные, зональные, с измененным сосюритизированным и серицитизированным ядром и свежей каймой. Соотношения между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом крайне непостоянны (см. табл. 4). Кварц встречается только в основной массе и часто приурочен к интерстициям между зернами полевых шпатов, а также образует ксеноморфные зерна.

Темноцветных минералов немного, и представлены они роговой обманкой и биотитом. Среди роговых обманок выделяются более бурые разности с $N_g=1,684$, $N_p=1,664$, зеленые с бурым оттенком с $N_g=1,671$ и $N_p=1,645$, а также зеленые актинолиты с $N_g=1,653$ и $N_p=1,637$. Изредка роговые обманки зональны: с более бурым ядром и зеленой каймой. Биотит зеленовато-бурый с $N_g=1,630$ и бурый, доволь-

но темный, с $N_g = 1,647$. Последний отмечен в мнуролитовой пустотке. В отдельных случаях биотит развивается по роговой обманке. Темноцветные минералы вкрапленников не образуют, приурочены они к основной массе и обычно ассоциируют с кварцем.

По соотношению минералов в шлифах порядок выделения их представляется следующим: первыми образовались крупные вкрапленники калинатрового полевого шпата и плагноклаза, затем плагноклаз основной массы, калиевый полевой шпат и в заключение — кварц и темноцветные минералы. Такой порядок выделения минералов показывает, что кристаллизация пород носила агпитовый характер. О повышенной щелочности описанных пород свидетельствуют и химические анализы (см. гл. IV), однако по минеральному составу они относятся к породам известково-щелочного ряда.

Акцессорные минералы представлены рудными, часто окруженными каемкой лейкоксена, сфеном, апатитом и цирконом. При этом цирконы очень крупные и по облику аналогичные цирконам из щелочных кварцевых сиенитов второй фазы массива. Постмагматические процессы развиты не интенсивно. Породы имеют свежий облик и в тоже время ядра зональных плагноклазов сосюритизированы, крупные вкрапленники калинатровых полевых шпатов альбитизированы. Изредка по полевым шпатам развивается чевкинит.

Среди даек, связанных с Мало-Куналейским массивом, изредка отмечаются также сельвсбергиты, грорудиты и аплиты. В последних также встречен чевкинит.

Таким образом, среди пород третьей фазы Мало-Куналейского массива выделяются две фации: мелкозернистые щелочные кварцевые сиениты, сельвсбергиты и грорудиты и субщелочные мелкозернистые граниты, граносиениты и аплиты. Взаимоотношения между фациями обнаружить не удалось.

Эндоконтактные явления в Мало-Куналейском массиве выражаются в уменьшении крупности зерна, вплоть до мелкозернистых разновидностей, и изменении состава пород (табл. 5). При сопоставлении данных по количественно-минеральному составу пород фации эндоконтакта и центральной части массива получается, что в фации эндоконтакта увеличивается количество кварца, рудных минералов и сфена (см. табл. 2 и 5). При этом, несмотря на то, что по пади Пашина вмещающими породами являются кислые эффузивы и их туфы, а по р. Малый Куна-

Таблица 5

Количественно-минеральный состав пород фации эндоконтакта в различных частях Мало-Куналейского массива, об. %

Минерал	р. Малый Куналей					падь Пашина	
	244-70	245-70	246-70	250-70	среднее	среднее	пределы колебаний
Микропертит	73,4	84,7	81,4	74,2	78,40	83,8	76,9—89,9
Альбит	5,4	1,5	4,1	1,8	3,20	2,1	0 — 8,2
Кварц	17,2	10,2	9,2	18,1	13,70	10,9	8,7—13,0
Амфибол	0,7	2,0	3,7	4,4	2,70	3,0	0,2— 5,3
Эгирин	—	—	—	0,6	0,15	0,1	до— 0,1
Биотит	1,4	—	—	—	0,35	0,1	0 — 0,5
Рудные	1,4	1,5	1,6	0,8	1,30	1,2	0,6— 1,9
Сфен	0,4	0,1	Сл.	Сл.	0,10	0,3	0 — 0,6
Апатит	—	—	—	—	—	Сл.	—
Циркон	0,1	—	Сл.	0,1	0,05	0,05	до 0,1
Ортит	Сл.	—	—	—	Сл.	—	—
Прочие	»	—	—	—	»	Сл.	—
Число шлифов	1	1	1	1	4	4	—

Примечание. По р. Малый Куналей контакт сиенитов с базальтами: обр. 244-70 — непосредственный контакт; 245-70 — 20 м от контакта; 246-70 — 25 м от контакта; 250-70 — 200 м от контакта. По пади Пашина, контакт с кислыми эффузивами; пробы взяты в зоне 10—200 м от контакта.

лей — базальты, по количественно-минеральному составу породы фации эндоконтакта очень близки.

Изучение разреза приконтактной полосы массива по р. Малый Куналей выявило, что при почти таком же составе калинатровых полевых шпатов как в щелочных сиенитах массива, состав темноцветных минералов и рудных существенно меняется. В узкой приконтактной полосе из темноцветных минералов преобладает биотит, развивающийся по амфиболу. Амфибол светло-зеленый с голубым оттенком, плеохроирующий почти до бесцветного, $cNg=20^\circ$, $Ng-Np=0,018$. Судя по оптическим данным, — это обыкновенная роговая обманка. Рудные минералы представлены магнетитом, много сфена.

В 20 м от контакта внутрь массива исчезает биотит. Окраска амфиболов становится более темной, грязно-серой, появляется дисперсия погасания, что свидетельствует о повышении щелочности. Рудных много. Количество сфена уменьшается.

В 25 м от контакта окраска амфиболов темная, зеленовато-синяя, с ясно выраженной дисперсией погасания, с $r > v$. Удлинение положительное, двупреломление низкое. Амфиболы замещаются рудными. Резко уменьшается содержание сфена.

В 40 м от контакта в парагенезисе с амфиболом появляется эгирин. Амфиболы двух видов: темно-зеленые с синим оттенком, плеохроирующие от черного до буроватого, с резкой дисперсией погасания и положительным удлинением; темно-синие, с отрицательным удлинением.

Таким образом, по направлению к контакту отчетливо прослеживается уменьшение потенциала щелочей, в первую очередь натрия, и повышение потенциала кислорода. Последнее фиксируется благодаря появлению в эндоконтактной фации магнетита, отсутствующего в центральной части массива. В этой связи интересно появление в 40 м от контакта эгирина. Судя по нашим данным, от контакта в глубь массива потенциал кислорода падает и несмотря на это здесь появляется эгирин. Следовательно, появление эгирина в данном случае следует связывать с повышением потенциала натрия. Вмещающие массив породы в экзоконтакте ороговикованы, с образованием мусковит-андалузитовых роговиков. Это четко прослеживается в северной экзоконтактной зоне по пади Пашино.

В Малханской зоне из массивов куналейского комплекса Мало-Куналейский наиболее крупный. Из небольших массивов нами изучался массив Вороты-Иначе.

Массив Вороты-Иначе

Массив расположен в западной части Малханской зоны, в 10 км к юго-западу от районного центра Бичуры, в бассейне р. Шара-Горхон, левого притока р. Бичура. Массив имеет овальную форму и вытянут с востока на запад на 6 км при ширине 2—2,5 км. Наименование он получил от горы Вороты-Иначе. Привершинная часть его пологая, склоны крутые. С севера массив ограничен падью Ракушка, с юго-востока — падью Белая Речка, с юго-запада — падью Кузьмина. Разница абсолютных отметок в массиве более 300 м. В тектоническом отношении массив приурочен к Ара-Киретской синклинали, расположенной между Заганским антиклинорием и Тамирской синклиналью и отделенной от них разломами. Вмещающими породами являются эффузивы цаган-хунтейской свиты и гранитоиды бичурского комплекса, аналогичные вмещающим породам Мало-Куналейского массива. Нижняя возрастная граница массива определяется наличием по пади Ракушка апофиз щелочных гранитов в граносиенитах бичурского комплекса.

Строение массива сложное (рис. 3). В центральной части в крупных останцах обнажаются крупнозернистые мясо-красные и темно-серые

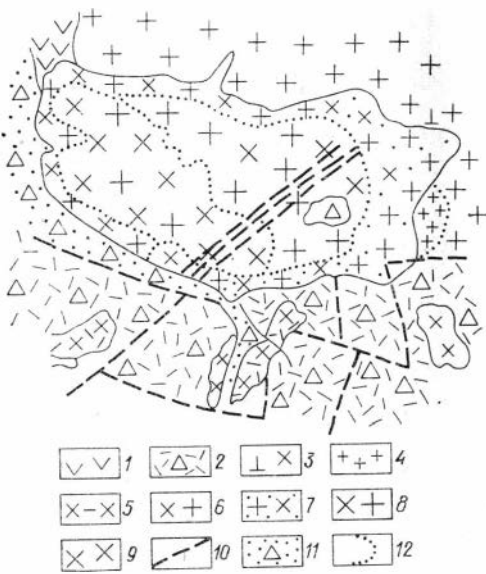


Рис. 3. Схема геологического строения массива Ворота-Иначе.

1 — андезито-базальты, трахиандезиты, порфиры унгорской свиты (Р—Т); 2 — трахиты, трахитовые порфиры, трахилларитовые порфиры, андезиты, андезито-базальты, туфобрекчии, туфы, ингабриды, туфоконгломераты цаган-хунтейской свиты (Т); 3 — мелко-среднезернистые гранодиориты, диориты гибридные породы бичурского комплекса (Р—Т); 4 — мелкозернистые, аплитовидные граниты бичурского комплекса (Р—Т); 5 — шара-горхонский субвулканический комплекс: штоки, necks, экструзивные купола сиенитов, граносиенитов (Т); 6 — мелкозернистые, иногда порфирировидные щелочные граниты, граносиениты куналейского комплекса (Т); 7 — мелкозернистые альбитизированные щелочные граниты, граносиениты куналейского комплекса (Т); 8 — среднезернистые, иногда порфирировидные щелочные сиениты куналейского комплекса (Т); 9 — среднезернистые, иногда порфирировидные щелочные граниты, граносиениты куналейского комплекса; 10 — разломы; 11 — ороговикование; 12 — границы фациальных разностей пород.

пелитизированным микропертитом с пертитовыми вростками сегрегационного типа (Руденко, 1954). В небольшом количестве всегда присутствует кварц в виде угловатых и ксеноморфных зерен с волнистым угасанием. Судя по взаимоотношениям с полевым шпатом, часть его является вторичным. Амфибола немного; он очень слабо окрашен, обладает резкой дисперсией погасания, двупреломлением порядка 0,015, $cNg = 18^\circ$ и плеохроизмом: A_{Ng} — зеленовато-голубой, A_{Nm} — светло-зеленый, A_{Np} — светло-бурый. По периферии зерен часто наблюдаются узкие каемки голубого амфибола с прямым погасанием и отрицательным удлинением. Судя по приведенным оптическим свойствам, амфиболы относятся к ряду экерманит-арфведсонита. Образовались они позже полевых шпатов в позднюю магматическую или раннюю постмагматическую стадию, и наблюдаются в виде скопления мелких зерен вместе с кварцем и акцессорными минералами в интерстициях зерен полевого шпата, частично замещая последний. Среди акцессорных минералов отмечены сфен, магнетит, монацит, представители группы тантало-ниобатов и апатит.

Сфена очень много, в отдельных случаях (обр. 736—70) как по количеству, так и по размеру зерен он резко преобладает над амфиболом, однако содержание его очень колеблется. Магнетит выделяется в виде

сиениты, к северу и юго-востоку, по направлению к контакту, они становятся более мелкозернистыми и окрашенными в светлый розовато-серый цвет. В западной части, по пади Кузьмина, массив сложен темно-серыми с красноватым оттенком сиенитами, внешне схожими с сиенитами центральной части, которые по направлению к югу сменяются серыми мелкозернистыми щелочными сиенитами.

Для массива в целом характерно преобладание в составе пород микропертитовых полевых шпатов, постоянное наличие кварца, низкое содержание темноцветных минералов и отсутствие плагиоклазов, более основных, чем альбит (табл. 6). Отмечается также частая смена парагенезисов и непостоянство структур.

Центральная часть массива сложена лейкократовыми равномернозернистыми и порфирировидными щелочными сиенитами, граносиенитами и гранитами. Среди них выделяются амфиболовые, эгриновые и амфибол-эгриновые разности, отличающиеся между собой в основном количественным соотношением минералов. Амфиболовые щелочные сиениты центральной части массива обладают равномернозернистой, аллотриоморфнозернистой структурой и сложены преимущественно

Количественно-минеральный состав пород массива Вороти-Иначе, об. %

Минерал	736-70	734-70	733а-70	731-70	268-70	258-70	738-70	739-70
Микропертит . . .	92,3	78,5	47,7	91,1	50,9	67,9	88,2	89,2
Альбит	—	—	14,6	5,3	32,0	—	—	—
Кварц	6,4	20,0	31,4	4,2	10,0	30,0	11,0	5,4
Микропегматит . . .	—	—	—	—	—	—	—	3,4
Амфибол	0,2	—	0,3	0,8	5,8	0,8	—	1,0
Эгирин	—	1,0	5,7	—	Сл.	0,3	—	—
Магнетит	0,1	Сл.	0,3	0,2	1,2	1,0	0,8	1,0
Сфен	0,9	0,3	—	0,2	0,1	—	Сл.	Сл.
Циркон	—	—	—	—	—	—	—	Сл.
Монацит	0,1	0,1	0,1	Сл.	—	—	Сл.	Сл.
Апатит	—	—	Сл.	Сл.	Сл.	—	Сл.	—
Тантало-ниобаты	Сл.	0,1	Сл.	Сл.	—	Сл.	—	—

Примечание. Обр. 736-70 — центральная часть массива, привершинная часть г. Вороти-Иначе; 733а-70, 731-70 — юго-восточный склон г. Вороти-Иначе, правый берег руч. Белая речка, приконтактовая часть массива; 258-70 — правобережье пади р. Ракушка (зерховье), приконтактовая часть массива; 738-70, 739-70 — падь Кузьмина, западная часть массива.

Тонкий агрегат зерен кварца развивающийся на стыках зерен микропертита, в подсчет не включен.

мелких идиоморфных кристаллов. Монацит образует более или менее идиоморфные кристаллы, переполненные темными включениями с высоким показателем преломления, с двупреломлением порядка 0,45 и характерной пестрой интерференционной окраской, двусный, положительный, с малым $2V$. В разрезах, параллельных (010), он обладает положительным удлинением, в разрезах, перпендикулярных (010), — отрицательным.

Из минералов группы тантало-ниобатов встречены черный изотропный минерал, дающий скопления зерен неправильной формы, при включенной линзе Лазо просвечивающий красным, и минерал с высоким рельефом, плеохроирующий от желтовато-коричневого по Np до коричневого по Ng , со спайностью, параллельной удлинению, $cNg=0$ и двупреломлением выше 0,050. Последний встречен в виде скоплений неправильной формы и призматических кристаллов. Судя по данным рентгенографии, эти минералы принадлежат к группе пирохлора.

Из постмагматических процессов в привершинной части массива, в районе г. Вороти-Иначе развито окварцевание. Кварц в виде тонкого агрегата проникает по стыкам зерен микропертита. Иногда наблюдаются отдельные зонки окварцевания. К ним приурочены мелкие иголки голубых щелочных амфиболов, ориентированных параллельно стенкам зонки, и скопления кристаллов магнетита. Вблизи зон окварцевания количество сфена понижается. В постмагматическую стадию также развивается бледноокрашенная бурая слюда.

По юго-восточной части массива среди амфиболовых сиенитов такого же минералогического состава, как и в сиенитах центральной части, начинает проявляться альбитизация. При этом альбит развивается в виде каемок из мелких зерен вокруг зерен микропертита или же пересекает их в виде тонких прожилков. Наличие более или менее равномерного распределения вростков альбита в крупных зернах калиевого полевого шпата, часто наблюдаемое понижение количества их в краевых частях зерен, отсутствие переходов пертитовых вростков альбита из одного зерна калинатрового полевого шпата в другое свидетельствуют о наличии альбита двух генераций: более раннего, в виде тонких пертитовых вростков в калиевом полевым шпате, образовавшихся в результате распада калинатровых полевых шпатов, и позднего, возникшего в результате альбитизации. Степень альбитизации непостоянна и увеличивается по направлению к контакту массива. В более

альбитизированных разностях помимо каевок мелкозернистого альбита отмечаются скопления более крупных зерен альбита в промежутках между кристаллами микропертита.

Эгириновые разности без амфибола относительно редки. В центральной части массива они встречены в привершинной части г. Вороти-Иначе. Структура равномернозернистая, аллотриоморфнозернистая. От амфиболовых сиенитов порода отличается большим количеством кварца и меньшим — сфена. Эгирин здесь темно-зеленого цвета, образует скопления мелких зерен неправильной формы, развиваясь по кварцу и полевому шпату.

По направлению к юго-восточной приконтактовой части среди пород массива наиболее развиты эгирин-амфиболовые и амфибол-эгириновые разности, причем с увеличением количества эгирина порода, как правило, становится богаче кварцем. Для этой части массива характерны постепенные переходы между крупнозернистыми и мелкозернистыми разностями и наличие порфириовидных структур. Порфириовидность в одних случаях хорошо видна макроскопически, в других обнаруживается только под микроскопом. Вкрапленники представлены микропертитом. Когда порфириовидность выражена четко, размер вкрапленников достигает до 2 см в длину. В некоторых из них видна зональность: темно-серая с розовым оттенком центральная часть и узкая, более светлая кайма. Иногда создается впечатление, что калиевый полевой шпат нарастает вокруг мелкого ксенолита и образуется вкрапленник, состоящий из обломка породы и окруженный тонкой каймой серого калишпата. Участками, по периферии подобных вкрапленников, развиваются скопления биотита. Основная масса обычно сложена калиевым полевым шпатом более светлоокрашенным, чем калишпат вкрапленников, темноцветными, кварцем и альбитом. Среди вкрапленников темноцветные отсутствуют, но в основной массе имеются отдельные небольшие шлировые скопления.

Вкрапленники калинатровых полевых шпатов имеют микропертитовое строение. Пертиты довольно тонкие и в центральной части кристаллов распределены равномерно. Соотношение альбита и калишпата в них примерно 1:1. Изредка видны зональные калишпаты. Зональность подчеркивается пертитами: тонкие пертиты развиты в центре вкрапленника, грубые — по краям. В калиевом полево шпате микропертита видна микроклиноватая решетка. В краевой части зерен пертитовых вростков альбита меньше и микроклиноватая решетка в калиевом полево шпате видна отчетливо. По классификации С. А. Руденко (1954), пертиты можно отнести к сегрегационному типу. Подобное распределение пертитовых вростков свидетельствует о том, что микропертиты отражают первичный состав расплава. Среди вкрапленников изредка встречаются крупные зерна плагиоклаза, окруженные каймой калиевого полевого шпата, плагиоклаз — олигоклаз, замещенный мусковитом.

Основная масса сложена кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом и темноцветными. Кварца довольно много. Распределен он относительно равномерно, но размер зерен непостоянен. Зерна кварца крупнее зерен других минералов основной массы, но их нельзя назвать вкрапленниками. Ограничения зерен неправильные, погасание волнистое. Более крупные участки, сложенные кварцем, состоят из отдельных зерен с зубчатыми ограничениями. Вероятно, эта часть кварца более поздняя — постмагматическая.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином с четко выраженной микроклиноватой решеткой. Часть его водянопрозрачная, без пертитовых вростков, иногда имеются грубые метасоматические пертиты, количество которых невелико. Таким образом, существуют две генерации калиевого полевого шпата: ранняя, богатая натрием, по

сути дела являющаяся анортоклазом, и поздняя — микроклин, бедный натрием.

Из темноцветных минералов распространены эгирин и амфибол. Эгирин желтовато-зеленый с прямым погасанием. Кристаллы эгирина довольно крупные, с неровными ограничениями. Они часто содержат включения кварца и калиевого полевого шпата, что свидетельствует о более позднем окончании кристаллизации эгирина. Амфиболы голубые: A_{Np} — темно-голубой; A_{Nm} — серо-фиолетовый; A_{Ng} — светлый, серо-зеленый; $cNp=18^\circ$; $v>r$. Судя по оптическим свойствам, амфиболы относятся к арфведсониту. В отличие от амфиболов центральной части массива они не зональны. Наблюдается амфибол в тесном сростании с эгирином и магнетитом.

Из акцессорных минералов встречаются скопления мелких зерен монацита, кристаллы которого бесцветные с бурым налетом, иногда зональные. В зональных зонах виден бурый центр и узкая, бесцветная кайма. Зерна призматические, приурочены к кварцу. Из постмагматических процессов развита альбитизация. Альбит образует скопления мелких зерен в основной массе, а также проникает в виде пертитовых вростков в микроклин.

На основании приведенного описания типа пород последовательность формирования их следующая: первыми образуются анортоклазы вкрапленников. В процессе их кристаллизации количество натрия уменьшается, благодаря чему краевые части вкрапленников обогащаются калием. В основной массе кристаллизуется калиевый полевой шпат, бедный натрием, и кварц. Темноцветные минералы, богатые натрием, образуются позже, вероятно, в стадию ранней альбитизации. С ними ассоциируют акцессорные.

В юго-восточной приконтактной части массива, по направлению к контакту, при том же минералогическом составе пород резко возрастает степень альбитизации, вплоть до образования полностью измененных пород, богатых альбитом, водянопрозрачным калиевым полевым шпатом, кварцем, эгирином, арфведсонитом.

В западной части массива, по пади Кузьмина, обнажаются темные, серые с красноватым оттенком породы, внешне похожие на сиениты центральной части массива. Для них характерно непостоянство структур, меняющихся в одном обнажении от неравномернозернистых до порфириовидных, богатство калинатровым полевым шпатом, постоянное присутствие кварца и неравномерное распределение породообразующих минералов, благодаря чему наблюдается частая смена пород, богатых и бедных кварцем, содержащих темноцветные и лишенные их. При этом четких рвущих взаимоотношений между отдельными разновидностями пород не наблюдается. Общим для пород данной части является близкий характер породообразующих и акцессорных минералов, отсутствие альбитизации и наличие однотипных постмагматических процессов.

Типичным примером строения данной части массива может служить крупное скальное обнажение, расположенное по пади Кузьмина, в 3,5 км к югу от кирпичного завода с. Сухой ручей. В нижней части обнажения неравномернозернистые разности щелочных сиенитов, почти полностью лишенные темноцветных минералов. Структура их участками крупнозернистая, участками порфириовидная, с крупными кристаллами калинатрового полевого шпата и кварц-полевошпатовой основной массой. Калинатровые полевые шпаты имеют тонкое криптоптитовое строение и, судя по химическому анализу, содержат 46,1% альбитовой составляющей, 41,2% калиевого полевого шпата, 1,1% анортита и избыток SiO_2 . Последний можно объяснить окварцеванием, в результате которого калинатровый полевой шпат вдоль трещин спайности замещается очень тонким агрегатом неопределимых модификаций SiO_2 . В основной массе часты пегматоидные сростания кварца с калишпатом,

а также ксеноморфный кварц, в котором по типу мондонитовой структуры содержатся пойкилитовые включения калишпата. Из аксессуарных минералов встречаются рудные, флюорит, скопления мелких зерен монацита и, возможно, минералы группы таптало-ниобатов. Рудные минералы образовались в постмагматическую стадию. Среди них есть черные, непрозрачные разности, развивающиеся в виде мелких кубических кристаллов по трещинам калишпата и более крупные зерна с коломорфной структурой, красные в проходящем свете и при скрещенных николях, которые можно отнести к гематиту. Судя по количественно-минеральному составу (обр. 738-70), порода относится к лейкократовому щелочному граниту.

Гипсометрически выше обнажаются породы с неравномернозернистой структурой. При внешне сходном облике с породами нижней части обнажения они постепенно переходят в порфиroidные разности. Вкрапленники в них представлены калинатровыми полевыми шпатами, как и в породах с неравномернозернистой структурой, и окружены каймой микропегматита. Кайма, как правило, узкая и промежутки между вкрапленниками заполняются довольно крупными ксеноморфными зернами кварца. В ряде случаев ориентировка кварца в микропегматитовой кайме и ксеноморфных зернах одинакова.

Эгирин отмечается в основной массе в виде вытянутых кристаллов, почти полностью замещенных агрегатом магнетита. Процесс этот может проходить при понижении потенциалов натрия и кислорода, поскольку часть трехвалентного железа при разрушении эгирина должна восстановиться до двухвалентного. Аксессуарные те же, что и в неравномернозернистых разностях. По составу (обр. 739-70) порода относится к щелочным граносенитам.

Порфиroidные эгириновые граносениты с микропегматитовой основной массой в верхней части обнажения сменяются порфиroidными амфибол-эгириновыми граносенитами с темными, почти черными вкрапленниками калинатровых полевых шпатов и более светлой, серой основной массой. Последние отличаются от нижележащих пород большим количеством темноцветных минералов, структурой основной массы и наличием двух генераций вкрапленников. Вкрапленники первой генерации представлены калинатровыми полевыми шпатами размером до 1 см в длину и благодаря большому количеству мельчайших, неопределимых включений в проходящем свете кажутся серыми. Иногда они образуют гломеропорфиroidные скопления. Среди вкрапленников второй генерации, помимо калинатровых полевых шпатов, присутствует кварц. Вкрапленники кварца изометричной формы с неровными ограничениями, иногда содержат затеки калиевого полевого шпата.

Основная масса сложена калинатровым полевым шпатом, кварцем, эгирином, амфиболом, рудными и аксессуарными, распределенными более или менее равномерно. При этом калинатровый полевой шпат призматический, кварц — изометрический, а эгирин и амфибол образуют угловатые зерна. Размер зерна в основной массе не постояен, вследствие чего выделяются более крупнозернистые и более мелкозернистые участки. Пегматитовые сростания кварца и калишпата, широко распространенные в основной массе нижележащих пород, здесь отсутствуют. Лишь очень редко в краевой части вкрапленников отмечается кайма пойкило-пегматондных сростаний кварца и калинатрового полевого шпата. Среди темноцветных минералов имеются эгирин-диопсид, эгирин и амфибол. Эгирин-диопсид выделяется в виде удлиненных призматических кристаллов, слабо окрашенных в зеленовато-бурый цвет, без признаков палеохронизма. Двупреломление высокое, $n_{Pr}=1,2^{\circ}$, $2V$ большой, отрицательный. Содержание их невелико.

Большая часть моноклинных пироксенов представлена эгирином. Эгирин светло-зеленый с бурым оттенком и заметным плеохронизмом:

A_{Np} — светло-зеленый, A_{Ng} — светло-бурый, $cNp=0$. Наблюдается он в виде угловатых зерен в интерстициях между кварцем и калиевым полевым шпатом, а также в виде очень мелких кристаллов, более или менее равномерно распределенных в калиевом полевоом шпате основной массы. Во вкрапленниках калиевого полевого шпата включения эгирина имеются только в краевой части. При большом увеличении видно, что кристаллы эгирина располагаются в калиевом полевоом шпате по определенным направлениям, а также приурочены к микро-трещинам, переходят из одного зерна в другое и, вероятнее всего, образовались метасоматическим путем. Эгирин в интерстициях обычно соизмерим по размеру с зернами калиевого полевого шпата и кварца основной массы, но в ряде случаев он замещает калиевый полевой шпат. Иногда кристаллы эгирина достигают размеров вкрапленников второй генерации, но по угловатым формам и включениям зерен калиевого полевого шпата видно, что он образовался позднее. Все это свидетельствует о том, что эгирин продолжал образовываться после окончания кристаллизации калинатрового полевого шпата — в раннюю постмагматическую стадию.

Наряду с эгирином среди темноцветных минералов присутствует амфибол серовато-синего цвета, с резкой дисперсией погасания ($V > r$) и низким двупреломлением. Удлинение отрицательное, $cNp \approx 20^\circ$. Для амфиболов характерно непостоянство окраски — от темно-синей до голубой, меняющейся даже в пределах одного зерна, и плеохроизм от синих до бурых тонов. Судя по оптическим свойствам, амфиболы относятся к группе рибекита. Они наблюдаются в виде хорошо ограненных зональных кристаллов, отдельных, довольно крупных вытянутых зерен и в сростаниях с эгирином. Среди включений в калинатровых полевых шпатах основной массы амфибол не обнаружен.

Из аксессуарных минералов имеются монацит, флюорит и тантало-ниобаты. Последние красновато-бурые, изотропные, с высоким рельефом и коломорфной структурой. Распространены они в интерстициях зерен калиевого полевого шпата. Из вторичных минералов обнаружены гематит, мусковит, бурые слюдки.

В верхней части обнажения, при таком же характере породы, среди вкрапленников увеличивается количество кварца, в основной массе появляются пегматитовые участки и исчезает амфибол. Эгирин, так же как и в нижней части обнажения, замещается магнетитом. Химический анализ породы из этой части массива (обр. 740-70) очень сходен с химическими анализами пород приконтактной части Мало-Куналейского массива.

По пади Кузьмина, на расстоянии сотен метров к югу от описанного обнажения, проходит тектоническая зона широтного простирания, к которой приурочены дайки основных пород типа габбро-диабазы, гранит-порфиры и жилы кварца. При этом окварцевание захватило и гранит-порфиры, тогда как в дайках основных пород следов окварцевания не отмечается. Гранит-порфиры лишены темноцветных. Вкрапленники в них представлены калиевым полевым шпатом и кварцем, основная масса кварц-полевошпатовая. Калиевый полевой шпат как вкрапленников, так и основной массы бурый, пелитизированный и в небольшом количестве содержит тонкие пертиты распада, т. е., судя по всему, беден натрием. Основная масса хорошо раскристаллизована, с размером зерен 0,05—0,1 мм. Структура основной массы гранулитовая, участками микропегматитовая. Гранит-порфиры богаты аксессуарными минералами, по характеру которых близки к щелочным породам массива и, возможно, генетически связаны с ним.

К югу от тектонической зоны, по пади Кузьмина, обнажаются серые, среднезернистые породы, внешне не похожие на описанные выше щелочные граносениты, но по составу и характеру пороодообразующих

минералов близкие им. Структура порфириовидная, неясно выраженная, с вкрапленниками калинатрового полевого шпата и среднезернистой, аллотриоморфнозернистой основной массой, сложенной калинатровым полевым шпатом, кварцем, эгирином и щелочным амфиболом. В отдельных участках, а так же вокруг вкрапленников калинатровых полевых шпатов, отмечаются микропегматитовые сростания кварца и калиевого полевого шпата. Как и в породах северной части пади Кузьмина альбитизация не проявлена.

Породы северной, приконтактовой части массива, в верховьях пади Ракушка близки к описанным. Они серые, среднезернистые, равномернoзернистые, с неясно выраженной порфириовидностью. Структура пород меняется от гипидиоморфнозернистой до аллотриоморфнозернистой, участками пегматоидной. Порядок кристаллизации агпайтовый: темноцветные всегда выделяются позже калинатровых полевых шпатов, обычно в постмагматическую стадию. Калиевые полевые шпаты и решетчатые микроклины богаты пертитовыми вростками альбита, которые в ряде зерен распределены неравномерно. Признаки альбитизации в виде небольших и альбитовых прожилков встречаются очень редко и то лишь в отдельных разновидностях пород. Признаков альбитизации, таких как скопление зерен альбита в основной массе породы, зубчатых швов на границе зерен калиевого полевого шпата, перехода альбитовых вростков из одного зерна калиевого полевого шпата в другое, не наблюдается. Неравномерность распределения альбита в калиевых полевых шпатах скорее всего возникла в результате перераспределения и сегрегации пертитовых вростков альбита при распаде первичных, богатых альбитом, калинатровых полевых шпатов.

Породы богаты кварцем, причем часть кварца образовалась в постмагматическую стадию. Темноцветных немного, среди них преобладают щелочные амфиболы, в небольшом количестве имеется эгирин. Амфиболиты светлые, зеленовато-голубые, плеохроирующие до светлo-бурого. Удлинение отрицательное, дисперсия погасания резкая, $v > r$, $c/Nr \sim 30^\circ$. Судя по оптическим данным, амфиболы принадлежат к группе арфведсонита. Наблюдаются они в виде отдельных небольших зерен и скоплений, которые часто ассоциируют с магнетитом. По времени образования амфиболы относятся к поздним постмагматическим. Эгирины относительно редок и обычно замещен магнетитом и кварцем. Магнетита много; он образует отдельные скопления, а также в виде цепочки мелких идиоморфных зерен развивается по калиевому полевоmu шпату и вокруг его зерен. Из аксессуарных минералов имеется сфен, монацит, в небольшом количестве отмечены минералы из группы тантало-ниобатов.

Таким образом, изучение массива Вороти-Иначе выявило, что при общем сходном минералогическом составе как породообразующих, так и аксессуарных минералов и едином порядке кристаллизации количественные соотношения породообразующих минералов, структуры и характер постмагматических процессов изменчивы. Смена количественных соотношений и структур происходит часто без выделения каких-либо закономерностей, в то время как различные типы постмагматических процессов имеют определенную приуроченность к отдельным частям массива. В большей части массива наблюдается окварцевание и развитие постмагматического магнетита по эгирину. Последний процесс происходит при понижении потенциала натрия и кислорода. Для юго-восточной части массива характерна альбитизация, протекающая при повышенном потенциале натрия и особенно интенсивно проявляющаяся в приконтактовых частях.

Вмещающими породами юго-восточной части массива являются сyenиты и гранит-аплиты бичурского комплекса. Непосредственных контактов между ними и щелочными альбитизированными породами

массива Вороты-Иначе не обнаружено, однако на расстоянии нескольких десятков метров в экзоконтактной зоне изменений вмещающих пород не происходит.

В северной части массива, по пади Ракушка, обнаружен непосредственный контакт граносиенитов бичурского комплекса с прорывающими их лейкократовыми щелочными гранитами массива Вороты-Иначе. Вмещающие граносиениты содержат плагиоклаз, калиевый полевой шпат с редкими пертитовыми вростками альбита, моноклинный пироксен, обыкновенную роговую обманку, биотит и небольшое количество кварца в интерстициях. Из постмагматических процессов здесь развита хлоритизация и эпидотизация. Облик пород мезократовый. Экзоконтактных воздействий со стороны щелочных гранитов не видно, следы гибризма среди щелочных гранитов отсутствуют. Таким образом, в этой части массива, как и в Мало-Куналейском, влияния вмещающих пород на состав эндоконтактной фации не обнаружено.

Сопоставление массивов Мало-Куналейского и Вороты-Иначе позволяет выявить, что формирование последнего происходило в менее стабильных физико-химических условиях.

Среди мезозойских интрузивных образований Малханской зоны, помимо описанных выше гранитоидов бичурского и куналейского комплексов, выделяются гранитоиды гуджирского комплекса. Представлены они лейкократовыми гранитами и образуют массивы в юго-западной части зоны. Положение гуджирских гранитов в схеме мезозойского магматизма спорно. П. И. Налетов (1962), Л. А. Козубова (1967), В. Н. Гурьянова и А. Л. Додин (1971) и другие исследователи гранитоиды гуджирского комплекса считают моложе щелочных гранитоидов куналейского комплекса. Это положение отражено и в легенде к геологической карте для данного региона. Д. Ж. Жалсабон и др. (1969) гранитоиды гуджирского комплекса относят к субщелочной граносиенитовой фации и считают их древнее куналейских. Гранитоиды гуджирского комплекса нами не исследовались, однако на основании косвенных наблюдений, а именно прорывания массивов щелочных гранитоидов дайками гранит-порфиров нормального ряда, можно говорить, что эволюция мезозойского магматизма не закончилась формированием щелочных гранитоидов куналейского комплекса.

ДЖИДА-ХИЛОКСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Расположена северо-западнее Малханской зоны, в юго-западной части Забайкалья. С севера она ограничена хр. Хамар-Дабан, с юга Джидинским хребтом. Зона вытянута в северо-восточном направлении на 250 км при ширине порядка 1000 км и включает в себя хребты Малый Хамар-Дабан и Боргойский. Изученные нами щелочные гранитоиды приурочены к северо-восточной части зоны, к району Боргойского хребта.

Наиболее древние образования в этом районе представлены джидинской песчано-сланцевой флишондной свитой кембрия, прорванной и метаморфизованной сиенитами, граносиенитами и гранитами палеозоя. Мезозойская активизация в пределах Джиды-Хилокской зоны проявилась формированием Боргойской свиты (мощность 2000—3000 м), распространенной в бассейне р. Джиды и в Боргойском хребте. Она представлена эффузивными породами и их пирокластами с маломощными прослоями сланцев: трахилипаритами, трахитами, трахиандезитами, трахибазальтами и их туфами, туфоконгломератами, туфопесчаниками и туфосланцами. В низах свиты преобладают эффузивы кислого и среднего составов, а также туфопесчаники и туфосланцы. Стратиграфически

выше залегают диабазы, порфиры, трахиандезиты, туфы, туфоконгломераты. Породы в локальных зонах подвергнуты динамометаморфизму с превращением их в порфириды и зеленые сланцы, реже отмечаются роговики и амфиболиты. Отложения боргойской свиты смяты в складки, разбиты разломами и прорваны многочисленными гранитоидными интрузиями кислого, субщелочного и щелочного составов. Возраст свиты, по данным П. М. Хренова и др. (1966), триасовый.

В Джида-Хилокской структурно-фациальной зоне изучен Ара-Билютайский массив, являющийся типоморфным представителем куналейского комплекса в данной зоне.

Ара-Билютайский массив

Расположен в осевой части Боргойского хребта, в верховьях падей Ара-Билютай и Убур-Билютай (правобережье р. Селенга). Массив представляет собой небольшой шток площадью 18 км² неправильной формы, несколько вытянутый в северо-восточном направлении и приуроченный к стыку палеозойских и триасовых образований (рис. 4). Вмещающими породами штока на северо-западе и севере являются породы палеозойского джидинского комплекса, представленные щелочноеземельными сиенитами и граносиенитами до гранитов, чередующимися с пластовыми телами измененных основных пород, амфиболитов и сланцев. На юге и юго-востоке породы штока контактируют с отложениями эффузивно-туфогенной толщи триасового возраста, принадле-

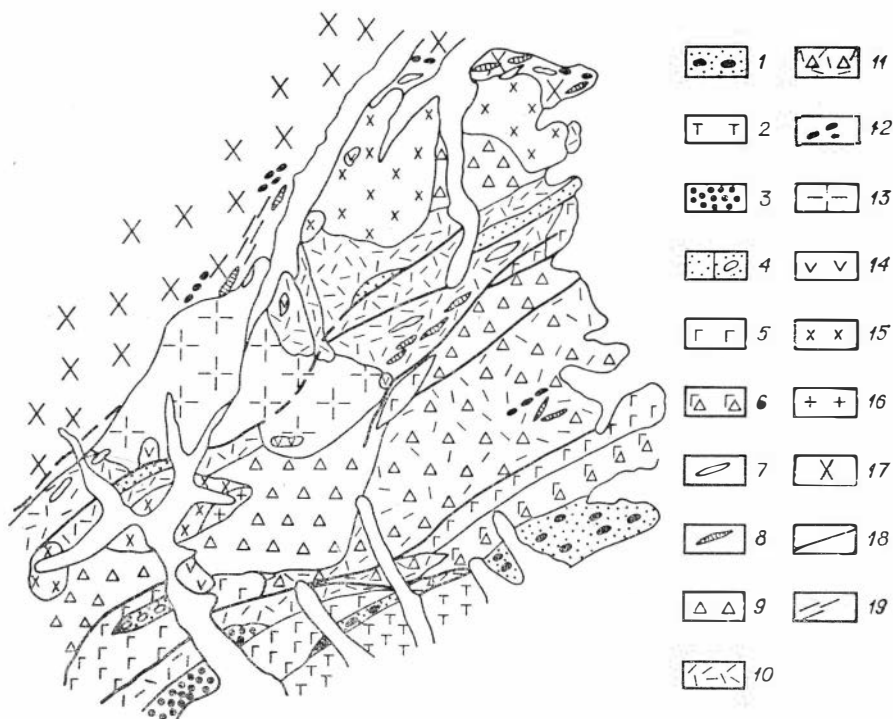


Рис. 4. Схема геологического строения Ара-Билютайского массива (по материалам В. В. Скрипкиной и др., 1968). Нижняя — средняя юра (J₁—J₂):

1 — конгломераты; 2 — трахибазальты, трахиандезиты; 3 — ортофиры, туфы ортофиров. Триас (Т): 4 — терригенные образования (конгломераты, сланцы, туфобрекчии, туфопесчаники, туфосланцы); 5 — трахиандезито-базальты, трахиандезиты (амфибол), плагиопорфиры того же состава; 6 — туфы основных эффузивов (преимущественно плагиопорфиров); 7 — дайки сиенитового состава; 8 — дайки диабазов. Верхняя пермь — триас (Р₂—Т); 9 — туфы смешанного состава; 10 — фельзит-порфиры; 11 — туфы фельзит-порфиров; 12 — дайки фельзит-порфиров, куналейский комплекс; 13 — щелочные сиениты; 14 — эссекситы, монзониты, бичурский комплекс; 15 — биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 16 — лейкократовые граниты; 17 — гранитоиды джидинского комплекса; 18 — линия тектонического нарушения; 19 — зоны катаклаза.

жащими нижним частям боргойской свиты. Возраст массива определяется как послетриасовый — досреднегорский в связи с находкой на южном склоне Боргойского хребта гальки лейкократовых щелочных сиенитов в базальных горизонтах терригенно-эффузивной толщи, аналогичной по составу верхнеюрской и четуйской свите.

Породы штока и вмещающей рамы изучались геологами Бурятского геологического управления — Д. Ж. Жалсабоном, В. В. Скрипкиной, Э. А. Максимовой в 1967 г. Ими выделены три фазы становления массива. За первую фазу внедрения приняты породы основного состава, отнесенные ими к монцонитам и эсекситам, которые образуют небольшие штокообразные тела, расположенные по периферии массива, и более мелкие ксенолиты внутри него. Породами главной фазы внедрения, слагающими основную часть массива, авторы считают щелочные крупно- и среднезернистые сиениты и граносиениты, среди которых они выделяют амфиболовые, биотитовые и лейкократовые разновидности. В северной и южной частях массива отмечается преимущественное развитие щелочных мелкозернистых разновидностей граносиенитового состава, в центральной и западной частях штока — амфиболовых сиенитов, в восточной — биотитовых и лейкократовых. Авторы указывают на четкие интрузивные контакты между породами раннего этапа и главной фазы внедрения. К третьей фазе становления массива отнесены мелкозернистые сиениты, гранит-аплиты, грорудиты, сиенит-порфиры, бостониты, амфиболовые пегматиты, везиты и диоритовые порфириты, принятые за жильные дайковые образования.

Ара-Билютайский шток предыдущими исследователями принят эталонным массивом куналейского комплекса, единственным, в строении которого участвуют основные породы ранней фазы внедрения. Проведенное исследование массива позволило выявить новые особенности состава и взаимоотношений пород и прийти к иной интерпретации становления массива, чем прежняя.

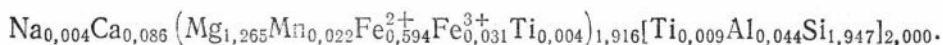
Основные породы, отнесенные предыдущими исследователями к первой фазе внедрения, в пределах Ара-Билютайского массива представлены телами темных меланократовых пород, темно-серых до черной окраски. Они имеют различную форму, размеры и разнообразны по структурно-текстурным признакам. Самые крупные тела основных пород (размер их не превышает 0,3 км²) имеют штокообразную форму и приурочены к непосредственному контакту сиенитов с вмещающими породами. Тела меньших размеров встречаются и в удалении от контакта, и представлены пластовыми дайкообразными телами, с видимой мощностью 0,5—1,0 м, редко до 8 м, и замкнутыми линзовидными и округлыми ксенолитами, величиной 0,5—0,1 м до более мелких и микроскопических.

Петрографическое изучение основных пород показало, что они не только древнее вмещающих их сиенитов, на что указывают секущие их жилки сиенитового состава, развитие в них калиевого полевого шпата, биотита, иногда явно наложенный характер амфибола, но и принадлежат к различным генетическим типам пород — интрузивным, эффузивным (и туфогенным) и метаморфическим.

Наиболее крупное тело основных пород приурочено к южному контакту массива (г. Бильчир), имеет несколько удлиненную в меридиональном направлении штокообразную форму и не превышает 0,3 км². Основные породы с трех сторон окружены щелочными сиенитами, а на юге вдоль линии разлома контактируют с породами вмещающей рамы. Строение этого тела — зонально-концентрическое. Ядро сложено относительно свежими темно-серыми, мелкозернистыми массивными породами, состоящими из плагиоклаза (50%), темноцветных минералов (43%), калиевого полевого шпата (4%) и незначительной примеси кварца (2—3%). Структура породы нечетко выраженная габбро-офитовая.

Плаггиоклаз (№ 44—46) довольно свежий, образует удлиненные призмы с неровными очертаниями, по периферии зерен и вдоль линий двойниковых швов замещается калишпатом. При этом в интерстициях плаггиоклазовых зерен отмечается небольшое количество мелкозернистого угловатого кварца.

Темноцветные минералы представлены моноклинным пироксеном (15%), ромбическим пироксеном (15%), рудным минералом (7%), биотитом (3%) и амфиболом (3%). Моноклинный пироксен образует короткопризматические, но чаще неправильные зерна, очень свежий, в шлифах бесцветный, $Ng=1,721$, $Np=1,694$, $2V=47-50^\circ$, $cNg=41-43^\circ$. Пироксены с подобными оптическими свойствами относятся к субкальциевому авгиту (Дир и др., 1965, с. 145). Часто наблюдается замещение пироксена с краев зерен узкими каемками амфибола. Ромбический пироксен в отличие от моноклинного замещен почти нацело, с образованием псевдоморфоз мелкочешуйчатого талько-хлоритоподобного минерала, в которых неизменный пироксен сохранился в виде мелких реликтовых зернышек. Минерал почти бесцветный, $2V=90^\circ$, $cNg=0$. Состав пироксена проанализирован с помощью микронзонда. Его кристаллохимическая формула следующая:



Общая железистость равна 33%, что позволяет отнести минерал к гиперстену. По химическому составу рассматриваемый пироксен близок к ромбическим пироксенам из андезитовой и трахиандезитовой формаций (Добрецов и др., 1971). Амфибол имеет зеленую окраску и плеохроирует по Ng — зеленый, по Np — светло-желтый, $2V=70-72^\circ$, $cNg=18^\circ$, $Ng=1,676-1,678$, $Np=1,660-1,662$, $Ng-Np=0,016-0,018$. Судя по оптическим данным, амфибол принадлежит ряду роговых обманок с содержанием железистого компонента 43% (Соболев, 1950). Роговая обманка развивается преимущественно в виде узких каемок вокруг моноклинного пироксена и редко образует самостоятельные зерна. Среди них встречаются амфибол зонального строения, с бесцветным центром и светло-голубовато-зеленым краем, в котором понижено дву-преломление, а также единичные зерна сине-зеленого амфибола. В краях некоторых зерен зеленой роговой обманки появляются слабые синие оттенки окраски. Биотит бурый, с красновато-коричневым оттенком, свежий, развивается преимущественно в виде каймы по рудному минералу, реже по пироксену. Плеохроизм по Ng — бурый, коричневатобурый, по Np — светло-желтый, $Nm=1,655$ до $1,652$, общая железистость 58% (Соболев, 1950).

Рудный минерал представлен округлыми и неправильными зернами неизмененного титаномагнетита. По химизму (см. гл. IV) рассматриваемые породы близки к кварцевым габбро-минцонитам. Вероятнее всего, первоначальный состав породы отвечал габбро-нориту, в котором под влиянием щелочных растворов образовался биотит, роговая обманка, калишпат и кварц.

К периферии штокообразного тела наблюдается постепенное изменение состава габбро с образованием переходных зон. Так, в следующей за ядром зоне полностью исчезает гиперстен, а моноклинный пироксен замещается уралитом. Плаггиоклаз становится кислее (№ 40—50), теряются его идиоморфные очертания, в нем появляются чешуйки серицита и минералы цоизит-эпидотовой группы. Замещение плаггиоклаза калишпатом более значительно. В породе возрастает содержание роговой обманки. Оптические свойства ее несколько изменяются: $Ng=1,674$, $Np=1,660$, $Ng-Np=0,014$, $2V=74^\circ$. Нередко роговая обманка замещает уралитизированный пироксен. Наряду с бурым биотитом появляется

мелкочешуйчатый зеленый биотит с пониженным светопреломлением ($N_g = 1,646$).

В породах из зоны, прилегающей к сиенитам, резко возрастает содержание мелкочешуйчатого зеленого биотита, а роговой обманки падает, вплоть до полного исчезновения. Плагноклаз становится еще кислее, в нем увеличивается количество вторичных продуктов, появляется много эпидота, рудный минерал интенсивно замещается сфеном, наблюдается обильное выделение апатита, увеличивается содержание калишпата и кварца. Темноцветные минералы образуют неправильной формы скопления среди округлых зерен плагноклаза. Таким образом, утрачиваются первоначальные состав и структура породы и она приобретает вид измененной диоритоподобной породы.

Отмеченные выше особенности состава и изменения интрузивных пород штокообразного тела г. Бильчир не позволяют считать их представителями щелочной основной магмы и относить к первой фазе становления щелочного комплекса. Вероятнее рассматривать их в качестве представителей габброидов нормального ряда, испытавших метаморфизм и сиенитизацию.

Другое штокообразное тело основных пород находится на восточной окраине массива и также приурочено к контакту щелочных сиенитов с породами вмещающей толщи. Оно имеет почти изометричную форму и диаметр около 40 м. В строении его тоже отмечается неоднородность. Центральная часть тела сложена серыми мелкозернистыми диоритоподобными породами, состоящими из плагноклаза (65%), моноклинного пироксена (13%), биотита (15%) и рудного (7%). По плагноклазу развивается пленочный калишпат. Структура породы неравномернопозернистая за счет более крупных зерен плагноклаза среди мелкозернистой роговиковоподобной основной ткани, в которой встречены редкие микроскопические участки (ксенолиты?), по структуре и составу отвечающие лейкократовому плагнорогову с рудной пылью.

Плагноклаз свежий, в крупных и мелких зернах имеет одинаковый состав (№ 35—32), обладает волнистым угасанием, а в крупных зернах — блоковым строением; по ослабленным зернам в плагноклаз проникает калишпат. Моноклинный пироксен бесцветный, слабо замещен вторичными продуктами, $N_g = 1,710$, $N_p = 1,680$, $2V = 58^\circ$, $cN_g = 45^\circ$, $N_g - N_p = 0,029$, что позволяет отнести его к салиту (Дир и др., 1965, с. 145). Биотит свежий, оранжево-бурый по N_g , и светло-желтый по N_p , развивается в виде каймы по пироксену и рудному и образует самостоятельные пластинки и чешуйки, содержащие нередко мелкие включения пироксена. Состав биотита непостоянен, судя по показателям преломления ($N_g = 1,636 - 1,646$), его железистость — 40—50%.

Химизм породы рассмотрен в гл. IV, здесь лишь отметим, что ее состав близок к монцитито-сиенитам нещелочного типа, отличаясь более высоким содержанием глинозема и преобладанием натрия над калием. Таким образом, данная порода не может быть отнесена к представителям щелочной основной магмы.

Биотит-пироксеновые диоритоподобные породы переходят в мелкозернистые сиенито-диориты с аллотриоморфнозернистой структурой, в которых пироксен почти нацело замещен зеленой роговой обманкой, а калишпат присутствует уже в самостоятельных зернах. В составе породы участвуют зеленая роговая обманка, биотит, плагноклаз, калишпат и рудный минерал. Роговая обманка имеет $N_g = 1,661$, $N_p = 1,648$, $2V = -75^\circ$, $cN_g = 19^\circ$ и содержит 30% железистого компонента (Соболев, 1950). Биотит приобретает зеленоватую окраску, железистость его возрастает до 53% ($N_g = 1,648$). Плагноклаз становится более кислым (№ 25), чем в породах центральной части тела.

Рассматриваемые породы секутся тонкими жилками и жилами мелкозернистого биотитового сиенита нещелочного типа, тогда как в

ближайших выходах породы, вмещающие это тело, представлены биотитовыми щелочными сиенитами. Поэтому не исключена возможность, что основные породы подверглись воздействию более древнего магматизма, чем нижнетриасовый, давший щелочные сиениты.

Среди более мелких тел основных пород, заключенных в щелочных сиенитах Ара-Билютайского массива, отметим пластовое тело мощностью 8 м, сложенное мелкозернистым ортоамфиболитом. Порода имеет неравномернозернистую, близкую к габбро-офитовой, структуру и сложена на 50% измененным плагиоклазом (альбитизированным, с эпидотом, цоизитом, серицитом) и на 50% темноцветными минералами — амфиболом и развивающимся по нему мелкочешуйчатым биотитом, а также эпидотом, хлоритом, лейкоксоном и единичными зернами гематита. Наблюдается незначительная калишпатизация плагиоклаза. Амфибол светло окрашен, плеохроирует: Ng — светло-зеленый, Np — почти бесцветный. Ориентировка оптической индикатрисы и оптические константы ($2V = -80^\circ$, $cNg = 16^\circ$, $Ng = 1,654$) указывают на принадлежность его к актинолиту. Биотит мелкочешуйчатый, светло-бурый (по Ng), плеохроирует до светло-желтого (по Np), $Nm = 1,645$, что отвечает 50% общей железистости. По химическому составу порода близка к диабазу, но содержание калия в них такое же, как и в эссекситах. От последних породу отличает низкое содержание глинозема и высокое — магнезии.

Повышенное содержание калия в амфиболе обусловлено процессами биотитизации и слабой калишпатизации, которые свидетельствуют о влиянии на породу существенно калиевых щелочных растворов. Их источником могли служить вмещающие амфиболит крупнозернистые биотитовые сиениты с высоким содержанием щелочей (11,1%), особенно калия (6,3%). Эти породы сложены калишпатом, темно-зеленым мелкочешуйчатым биотитом ($Nm = 1,661$), образующим скопления в интерстициях калишпатовых зерен, содержат реликтовый плагиоклаз и микроскопические ксенолиты в различной степени переработанных альбит-эпидот-биотитовых сланцев. Такие гибридные крупнозернистые биотитовые сиениты сменяются крупнозернистыми амфиболовыми щелочными сиенитами, от которых макроскопически неотличимы.

Следующий тип основных пород представлен сильно измененными тонкозернистыми основными эффузивами (и туфами основного состава) со слабо порфировой структурой: редкие крупные зерна кислого плагиоклаза в тонкозернистой, иногда сланцеватой, основной массе, сложенной карбонатом, лейкоксоном, альбитом и тонкочешуйчатым биотитом. Форма их залегания — линзовидные ксенолиты (размером до $0,2 \times 0,5^2$) и полосы в несколько метров шириной среди крупнозернистых щелочных сиенитов. Встречаются афировые разности тонкозернистых основных пород слабо или сильно сланцеватых. Минералогический состав их близок к составу основных эффузивов (тот же набор минералов, характерных для зеленокаменных пород), но в афировых разностях появляется бледный зеленовато-голубой амфибол (до 5—7%). Содержание биотита может возрастать до образования тонкочешуйчатых слюдястых сланцев, почти лишенных плагиоклаза. Такие сланцы в виде небольших ксенолитов (до десятков сантиметров) встречены в мелкозернистом щелочном сиените в краевой северной части массива. Аналогичные осевые породы в виде нешироких пропластков встречены и в крупнозернистом щелочном сиените в центре массива. Отметим, что в западной части массива темные тонкозернистые слюдястые сланцы обнаружены в виде пластовых тел, шириной в несколько метров. Они простираются в северо-восточном направлении (45°), согласно с вмещающими их телами безамфиболовых лейкократовых аплитпегматондных щелочных сиенитов. Сланцы не содержат амфибола и сложены эпидотом, цоизитом, рудным минералом, неправильными лапчатыми

зернами плохо сдвойникового плагиоклаза и мелкочешуйчатым биотитом; отмечается примесь мелких зерен кварца.

В приконтактной северной части массива среди мелкозернистых щелочных сиенитов встречены ксенолиты (0,1—0,3 м² и мельче) темно-серых мелкозернистых массивных биотит-плагиоклазовых пород с роговиковою структурой. Породы не несут следов зеленокаменного изменения; плагиоклаз в них свежий (60—65%), биотит зеленовато-бурый (30—35%), магнетита — до 3—5%. Ксенолиты инъецированы тонкими жилами и мелкими гнездами биотит-эгириновых альбититов.

Таким образом, приведенный обзор различных представителей основных пород, заключенных в щелочные сиениты Ара-Билютайского массива, свидетельствует о том, что среди них присутствуют различные петрографические типы пород, генетически не связанные со щелочными сиенитами. Этот вывод согласуется с данными, полученными при изучении титан-железного отношения в основных породах и во вмещающих их щелочных сиенитах (см. гл. IV).

Распределение ксенолитов основных пород в массиве характеризуется тем, что наиболее крупные их тела тяготеют к контактовой и эндоконтактной зонам массива, в удалении от которых размер и количество ксенолитов резко уменьшаются. При этом ксенолиты приурочены главным образом к южной и северо-западной частям массива и почти не встречаются в центральной, восточной и юго-восточной частях массива. Отметим также, что в южной части наблюдаются в основном их интрузивные и эффузивные разновидности, а в северо-западной — эффузивные и метаморфические. Такое размещение ксенолитов основных пород в массиве совпадает с различным составом толщ вмещающей рамы. Кроме того, среди основных пород этих толщ обнаружены малоизмененные основные породы, аналогичные ксенолитам Ара-Билютайского массива.

Учитывая изложенные данные, вероятнее всего рассматривать ксенолиты основного состава в Ара-Билютайском массиве в качестве реликтовых останцев более древних комплексов пород.

Щелочные сиениты массива. Для сиенитов характерны следующие особенности.

Большая петрографическая пестрота пород, обусловленная наличием среди сиенитов не только многочисленных ксенолитов и пластовых тел более древних пород, но и разнообразием самих сиенитов — амфиболовых, биотитовых и магнетитовых, а среди них лейкократовых, нормальных и меланократовых разновидностей.

Резко проявлена структурная неоднородность и полосчатая форма залегания всех типов сиенитов. Такие полосы (ширина до десятков метров), чередуясь между собой с постепенными или резкими переходами, простираются в северо-восточном направлении (с отклонением до субширотного и широтного в южной части массива) в соответствии с простираемостью ксенолитов внутри массива и пород вмещающей рамы. Чередование структурных разновидностей сиенитов настолько частое и повсеместное, что трудно выявить четкие закономерности их распределения. Так, на западном и восточном контактах массива первые выходы щелочных сиенитов представлены аплит-пегматоидными разновидностями, которые через несколько метров сменяются крупно- и мелкозернистыми, разновидностями с маломощными телами крупнозернистых сиенитов.

Жильная фаза сиенитов представлена редкими дайками мелкозернистых щелочных граносиенитов на юге массива и редкими телами щелочных сиенитовых пегматитов в крайней северной эндоконтактной зоне. Многочисленные пластовые тела серых и светло-серых пород щелочного состава, чередующиеся со структурно-неоднородными щелочными сиенитами особенно частые на северо-востоке массива, и отнесенные предыдущими исследователями к жильной фазе щелочных сиенитов

(гроссудитам, силльвсбергитам, сиенит-порфирам), выделены нами в более древние породы, подвергшиеся щелочной сиенитизации.

Микроскопические исследования позволили выявить среди щелочных сиенитов массива: 1) амфиболовые; 2) биотитовые и 3) лейкократовые сиениты (с магнетитом).

Щелочные амфиболовые сиениты. Макроскопически это серые, (в гибридных приконтактных сиенитах), светло- и желтовато-серые породы, преимущественно с массивной, слабо или явно выраженной трахитоидной текстурой и мелкозернистой до крупно- и грубозернистой, содержащей нередко пегматоидные обособления, структурой. Переходы между породами резкие и постепенные, через среднезернистые и порфирировидные разновидности. Минералогический состав амфиболовых сиенитов довольно однообразен. Они сложены на 70—90% грубопертитовым калинатровым полевым шпатом (альбита от 20 до 85% к площади зерна) и амфиболом — 10—17%, с отклонением до 3—5% в лейкократовых и до 20—25% в меланократовых, главным образом, гибридных эндоконтактных разностях. Отмечается незначительная примесь биотита. В редких образцах встречается кварц (не более 7%).

Калинатровый полевой шпат грубопертитовый, с переменным содержанием пертитов, от 10 до 90% к площади зерна. Пертиты разнообразной формы — ветвящиеся, полосчатые, пятнистые или площадные и часто неравномерно распределены в пределах одного зерна. При этом пертитовые вростки могут быть несдвойникованные или обладать четкими, тонкими двойниками. Зерна калинатрового полевого шпата имеют неровные, часто зубчатые очертания, иногда зональные: с гомогенным ядром и пертитовой периферической зоной, калишпатовая часть которой переполнена пылеватым непрозрачным веществом. В эндоконтактных разностях амфиболовых сиенитов иногда встречаются, наряду с грубопертитовыми калинатровыми полевыми шпатами, зерна гомогенного и крупнопертитового калиевого полевого шпата.

Интересная особенность рассматриваемых калинатровых полевых шпатов — это частое присутствие в них зерен реликтового плагиоклаза. Последние ксеноморфны, несдвойникованы, имеют кислый состав (вплоть до альбита), переполнены мельчайшими зернышками минералов эпидот-цоизитовой группы, серицитом и дезъинтегрированы калишпатами. Оптическая ориентировка пертитов в калинатровых полевых шпатах, вмещающих плагиоклаз, аналогична реликтовому плагиоклазу. При значительном замещении плагиоклаза в калинатровом полевым шпате сохраняются лишь теньевые пятна из мельчайших зернышек эпидота и серицита. Помимо реликтового плагиоклаза в калинатровом полевым шпате нередко встречаются микроксенолиты биотит-плагиоклазовых роговиков. Включения зерен плагиоклаза отмечаются и в амфиболлах. Калинатровые полевые шпаты подверглись поздней альбитизации, которая проявилась образованием удлиненно-призматических зерен воднопрозрачного альбита. Последний окаймляет зерна калинатрового полевого шпата и выполняет угловатые интерстиционные промежутки между ними. Вероятно, при поздней альбитизации образовалась и часть пертитов в калинатровом полевым шпате.

Кварц для рассматриваемых сиенитов не характерен. Там, где он отмечается, его количество не превышает 7%. Это исключительно ксеноморфные угловато-интерстиционные выделения с нормальным или волнистым угасанием.

Амфиболы представлены феррогастингситом до гастингсита и рибикитом, в шлифах буровато-зелеными, темно- и сине-зелеными, темно-синими до черных. Выделение их подтверждено проведенными нами оптическими исследованиями и изучением их химического состава (см. гл. III). Следует отметить, что для амфиболов данного массива очень характерна неоднородность состава — пятнистость, зональность в ок-

раске, наличие нескольких генераций, наиболее поздняя из которых представлена синими амфиболами рибекитового типа. Очень распространена своеобразная форма выделения — зерна резко ксеноморфные, угловато-интерстиционные (до ступенчатых, прерывистых жилок) с занозистыми краями, с обильными включениями мелких зерен рудного минерала. Для многих сиенитов характерна скелетная форма зерен и ситовидный амфибол, т. е. когда он образует лишь каркас в мелкозернистом роговикоподобном агрегате, состоящем из магнетита, чешуек биотита и кварца или только из биотита и кварца. При этом амфибол очень свежий. Отмеченные особенности амфибола свидетельствуют о его позднем выделении. Биотит встречается в резко подчиненном количестве. Чаще всего он распространен в виде мелких чешуек, приуроченных к центральной части зерен ситовидного амфибола, реже образует крупные таблички, находящиеся в парагенетических соотношениях с амфиболом. Биотит имеет темно-бурую окраску и плеохроирует от темно-бурого (почти черного) до светло-желтого, $Nm=1,687$, что соответствует 87% содержания железистого компонента (Соболев, 1950) и, следовательно, относится к лепидомелану.

Из аксессуарных минералов наиболее распространены рудные: магнетит, титаномагнетит, редко ильменит (подробнее о них см. гл. III), циркон (нередко в крупных выделениях) и флюорит; реже встречаются сфен и апатит. Ассоциация циркона и флюорита характерна для амфиболовых сиенитов эндоконтактных зон массива, где отмечается наибольшее количество ксенолитов основных пород. Парагенезис рудного минерала, сфена и апатита наблюдается в амфиболовых сиенитах эндоконтактной зоны северо-восточной части массива. В западной части массива к этому парагенезису минералов добавляется циркон и эпидот.

Из более поздних процессов, проявленных в амфиболовых сиенитах, помимо альбитизации, имеет место эгиринизация, которая мало распространена и наблюдается вблизи контактов массива, в северной (в мелкозернистых сиенитах и пегматитах) и в южной (в крупнозернистых сиенитах) частях. Эгирин находится обычно в парагенезисе с рибекитом и кварцем.

Отмеченные выше особенности минерального состава амфиболовых щелочных сиенитов в равной мере относятся ко всем их структурным разновидностям, некоторые отличия имеются лишь в мелкозернистых разновидностях. Они сводятся к наличию в этих породах более частых пойкилитовых зерен калинатрового полевого шпата, большего числа микроксерополитов в них, более распространенной здесь скелетно-ситовидной форме зерен амфибола и к менее интенсивной поздней альбитизации, которая проявилась лишь в виде тонких кайм двойного зубчатого шва вокруг зерен калинатрового полевого шпата.

Щелочные биотитовые сиениты образуют юго-восточный выступ Ара-Билуэтайского массива, окруженный туфами смешанного состава триасовой эффузивно-туфогенной толщи. Это светло-серые, почти лейкократовые породы, среди которых резко преобладают крупнозернистые разновидности. Текстура пород преимущественно массивная. Сиениты сложены грубопертитовым калинатровым полевым шпатом (85—90%) с постоянной примесью кварца (3—7%) и темноцветными (3—10%), представленными светло-бурым биотитом, серицитом и магнетитом, к которым в некоторых разновидностях сиенитов присоединяются незначительное количество светло-голубого амфибола.

Калинатровый полевой шпат очень похож на калишпат амфиболовых щелочных сиенитов. Его зерна размером 1—3 см имеют таблитчатую форму и сдвойникованы, двойники простые. Широкие полоски пертитов, пересекающие зерна, придают им грубополосчатый вид. Количество пертитов в пределах отдельных зерен, как и в калишпатах амфиболовых сиенитов, непостоянно. Очень часто в калишпате отмечается

реликтовый серицитизированный плагиоклаз, в виде крупных и мелких изъеденных неправильных пятен и полос, замещаемый калишпатом. Темноцветные минералы в сиенитах находятся чаще всего в виде гнездообразных скоплений из мелких зерен, зажатых в интерстициях между крупными зернами калневого полевого шпата. Количественные соотношения минералов в таких гнездах варьируют — преобладает то магнетит, то слюда; в последнем случае они напоминают мелкочешуйчатые сланцы. Нередко мелкозернистый минерал таких скоплений встречается в соседних зернах калишпата. Наряду с мелкочешуйчатым биотитом в некоторых крупнозернистых разностях сиенитов встречается крупнотабличчатый биотит, в основном скелетного или ситовидного строения. Окраска биотита светло-зеленовато-бурая до светло-бурой (по Np), $Nm=1,620$, общая железистость — 29%.

Из вторичных процессов отметим весьма характерную для крупнозернистых сиенитов альбитизацию с образованием призматического воднопрозрачного сдвойникового альбита в интерстициях зерен калишпата с его частичным замещением. При этом образуются треугольные пустотки, в которых изредка (в амфиболовых разностях главным образом) находятся крупные зерна флюорита. Для мелкозернистых разностей сиенитов развитие такого альбита не характерно. Из других процессов наблюдается мусковитизация и хлоритизация биотита.

Интересная особенность рассматриваемых сиенитов — это наличие в некоторых из них небольших ксенолитов зеленоватых роговиков размером в 1—5 см, округлой до прямоугольной формы, с резким контактом. Они придают своеобразный грубопорфировый облик вмещающим их крупнозернистым сиенитам.

Состав роговиков существенно плагиоклазовый (до 90%) с примесью рудного минерала и мелких чешуек зеленого биотита. Плагиоклаз образует округлые зерна с широкими двойниковыми полосками, но чаще — это несдвойникованные округлые зерна, переполненные тонкими чешуйками серицита. Рудный минерал представлен еще более мелкими зернышками (0,01—0,03 мм) и рудной пылью. В роговиках отмечаются неправильные участки с очень интенсивной мусковитизацией и серицитизацией, с преобразованием первоначальной породы в мелкочешуйчатый слюдястый сланец. Такой породой сложена в основном вся периферическая зона ксенолитов на контакте с сиенитом и отдельные участки в центре ксенолитов.

В сиените, вмещающем ксенолиты, между зернами калишпата отмечаются гнезда мелкозернистой магнетит-слюдястой породы. В ряде зерен калишпата содержатся многочисленные включения очень мелких зерен кислого плагиоклаза, кварца, магнетита, биотита и серицита, в других же — крупные изъеденные пятна серицитизированного плагиоклаза. По-видимому, гнезда слюдястой породы и мелкозернистый материал в крупных зернах калишпата являются остатками переработанных роговиков. Сиениты же, содержащие ксенолиты роговиков, богаты темноцветными (до 8—10%). В некоторых ксенолитах роговиков, в их центральной части, на фоне мелкозернистой роговиковой ткани выделяются участки с другой структурой — из более крупных призматических кристаллов плагиоклаза (до 0,5 мм по удлинению), также переполненного чешуйками серицита. Вероятно, это реликтовая структура в роговике.

Средне- и мелкозернистые разности среди биотитовых сиенитов этой части массива очень редки. Они встречены в виде небольших (не более 0,2—0,5 м в диаметре) пятнистых тел и маломощных (3—10 см) жиллообразных выделений среди крупнозернистых сиенитов. Структура их порфировая или порфировидная за счет редких или частых выделений более крупных табличек (до 1 см) полевого шпата в мелкозернистой, основной массе. Под микроскопом обнаруживаются аллотрио-

морфнозернистая (в более раскристаллизованных разностях) и ортофирная или трахитоидная структуры (в тонкозернистых). Минералогический состав этих пород аналогичен крупнозернистым разностям. Они сложены калинатровым полевым шпатом, есть небольшая примесь угловых зерен кварца. Темноцветные представлены рудным минералом с подчиненным количеством мелкочешуйчатого очень светло-бурого или зеленоватого биотита. В некоторых телах к ним присоединяется светло-голубой амфибол. Оптические свойства биотитов и амфиболов такие же, как в крупнозернистых разностях. Акцессорные минералы: циркон, флюорит, сфен. В этих породах, как и в крупнозернистых сиенитах, зерна калишпата часто содержат реликтовый серицитизированный плагиоклаз, а в интерстициях калишпатовых зерен отмечаются мелкие гнезда серицит-магнетитового, серицит-магнетит-биотитового и серицитового составов.

Среди крупнозернистого сиенита встречено дайкообразное тело светло-серого, лейкократового сиенит-порфира мощностью в 10—15 м меридионального простираения. Оно имеет зональное строение: центральная часть сложена тонкозернистым ортофиром с вкрапленниками (до 25%) господствующего плагиоклаза, замещенного с периферии калишпатом и более мелкими зернами биотита и рудного минерала. Основная масса состоит из очень тонких субпараллельно ориентированных лейст полевого шпата, тонких чешуек зеленоватого биотита и рудной пыли. Среди основной массы изредка отмечаются неправильной формы участки мелкозернистого биотитового сиенита. Краевая зона этого тела сложена более крупнозернистой порфирированной породой, в которой основная масса имеет трахитоидную структуру и состоит из калинатрового полевого шпата (с реликтами плагиоклаза), небольшой примеси интерстиционного угловатого кварца (до 3%) и гнездообразных скоплений мелкозернистого магнетита с чешуйками серицита. Вкрапленники представлены калинатровым полевым шпатом, содержащим полосы и пятна серицитизированного плагиоклаза. Мелкозернистый сиенит краевой зоны дайкообразного тела идентичен некоторым разностям мелкозернистых сиенитов изолированных тел, заключенных в крупнозернистых сиенитах. Перечисленные выше особенности состава и строения дайкообразного тела сиенит-порфира позволяют считать его реликтовой дайкой с первоначальным составом, отвечающим плагиопорфиру.

Жильная фаза для биотитовых щелочных сиенитов не характерна, однако в центральной зоне некоторых изолированных тел мелкозернистых сиенитов встречаются выделения мономинерального кварца с периферической переходной зоной к мелкозернистым сиенитам, сложенной гранитной (кварц-калишпатовой) микрографикой.

Лейкократовые (магнетитовые) щелочные сиениты. В эту группу отнесены сиениты, которые не содержат щелочных темноцветных минералов. Темноцветные в них представлены магнетитом, в ассоциации с которым иногда присутствует небольшая примесь мелкочешуйчатого биотита. Эти породы не всегда соответствуют так называемым лейкократовым сиенитам, так как количество магнетита в некоторых из них достигает от 3 до 25%. Однако господствующим минералом остается калинатровый полевой шпат, что позволяет относить их к щелочным сиенитам. Породы имеют светло-серую, белую (в аплит-пегматоидных) и серую (в гнейсовидных разностях) окраску.

Калинатровый полевой шпат пертитовый до грубопертитового, альбитизированный, образующий узкие таблички, субпараллельно ориентированные (чаще всего в тонко- и мелкозернистых сиенитах) так и более изометричные зерна. Кварц — интерстиционный, угловатый, обычно в виде мелких и крупных мелкозернистых гранулированных скоплений. Содержание его колеблется от 1—7 до 35% в некоторых разностях с мелкими кварцевыми жилками. Магнетит присутствует исключительно

в гнездообразных скоплениях, приуроченных к интерстициям калишпатовых зерен (изредка в виде включений в наиболее крупных из них), где мелкие круглые зерна магнетита находятся в ассоциации с такими же зернами кварца и мелкими чешуйками биотита. В одной из разностей среднезернистых сиенитов в таких гнездах были обнаружены тонкие иголки сине-зеленого гастингсита. Количество магнетита в гнездах 10—50%. К магнетитовым гнездам приурочены акцессории — циркон (часто в крупных зернах) и флюорит. В некоторых сиенитах, наряду с гнездообразными отмечаются полосчатые и узколиновидные выделения мелко- и тонкозернистого (до рудной пыли) магнетита, с большей или меньшей примесью равновеликих зерен кварца. При наличии ожелезнения они приобретают характер сплошной рудной массы, полосы которой придают породе своеобразную полосчатую или гнейсовидную текстуру.

Среди рассматриваемых сиенитов распространены средне-, мелко- и тонкозернистые разности, реже встречаются крупнозернистые (в биотитовых щелочных сиенитах) и неравномернозернистые, до аплит-пегматоидных. В неравномернозернистых породах часто отмечается не только структурная неоднородность, но и неоднородность состава. Она проявляется в наличии полосок в 1—3 см шириной и шлиров более лейкократового состава (как правило, и более крупнозернистого сложения, иногда с повышенным количеством кварца) и скоплений рудного минерала (прерывистые полосы, пятна) на фоне более мелкозернистой и однородной породы, т. е. наблюдается явная дифференциация вещества.

Интересными оказались аплит-пегматоидные разности с очень тонкозернистым сложением породы в аплитовой части, которая напоминает магнетитовый ортофир и состоит из мелких узких табличек калинатрового полевого шпата, интерстиционного кварца (до 5—7%) и магнетита (15%) в виде равномерно распределенных гнезд из тонкочешуйчатого осветленного биотита. Пегматоидная часть этих пород сложена крупными таблицами калишпата, ксеноморфными выделениями гранулированного мозанчного кварца (до 30—40%), иногда как бы цементирующего зерна калишпата, и редкими гнездами, состоящими из мелкозернистого магнетита, кварца и биотита. В таких гнездах часто присутствуют крупные зерна циркона и флюорита. К крупнозернистой части породы приурочены черные полоски и узкие линзы (1—3 см). Они представляют собой очень тонкозернистый агрегат рудного минерала и кварца и пересекают зерна калишпата и скопления кварца, образуя местами своеобразную микробрекцию. Нередко такие полоски заканчиваются мелкими безрудными жилками тонкозернистого кварца. По-видимому, такие полосы можно рассматривать как начальную стадию магнетитового оруденения в сиенитах.

Следует отметить, что очень часто в магнетитовых сиенитах наблюдается трахитоидная микроструктура. Многие мелко- и особенно тонкозернистые разности этих пород по составу и структуре напоминают магнетитовые ортофиры. В тонкозернистых магнетитовых сиенитах, расположенных в центральной части массива, обнаружены мелкие зерна реликтового плагиоклаза. Изучение распределения лейкократовых магнетитовых сиенитов показало, что они распространены главным образом среди амфиболовых щелочных сиенитов и образуют две полосы выходов: субширотную в южной части массива и северо-восточную — в западной и центральной. Менее представительны эти породы среди биотитовых щелочных сиенитов.

Щелочные породы восточной части массива. В восточной части массива, примыкающей к эффузивно-туфогенной толще, среди амфиболовых щелочных сиенитов распространены серые, реже светло-серые, мелко- и тонкозернистые и роговиковые породы. Вблизи

контакта они имеют форму пластовых тел мощностью 5—15 м, редко крупных останцов-ксенолитов (до 5×5 м²), и перемежаются с пластовыми телами такой же мощности крупно- и неравнозернистых щелочных сиенитов. Простирание этих тел северо-восточное. В глубь массива ширина полос упомянутых пород уменьшается до 2—3 м, а сиенитов увеличивается до 30 м. Еще далее узкие полосы сменяются небольшими ксенолитами этих пород, местами очень обильными. Последние имеют изометричную или удлинненную форму и размер от нескольких до 5×20 см². Вмещающие их сиениты характеризуются резкой структурной неоднородностью. Породы из небольших ксенолитов, как правило, мелкозернистого (реже тонкозернистого), часто неравномерно-зернистого или порфиоровидного сложения. Мелкие ксенолиты такого вида, но значительно реже, отмечают и среди амфиболовых сиенитов центральной полосы Ара-Билютайского массива.

Микроскопическое исследование этих пород выявило следующие их петрографические особенности. Широкие полосы тонкозернистых серых пород и крупные ксенолиты в эндоконтактной части штока сложены ороговикованными ортофирами. Они состоят из микропертита (80—90%), содержащего до 50% альбитовой составляющей, из незначительной примеси кварца (до 5%) и темноцветных (5—20%). Последние представлены равномерно распределенным рудным минералом в виде мелких (0,05—0,01 мм) округлых зерен, иногда рудной пылью, и подчиненным количеством мелкочешуйчатого зеленоватого биотита, к которым в эндоконтактных частях пластовых тел и ксенолитов присоединяются тонкие иголки и мелкие зерна амфибола. Их распределение незакономерно. В некоторых разностях таких пород отмечаются редкие зерна кислого плагиоклаза, замещаемого калишпатом. Структуры пород от тонкороговиковой и роговиковой, иногда слабопорфиоровой, до аллотриоморфнозернистой. В менее ороговикованных разностях (центральные части пластовых тел и крупных ксенолитов) распространены трахитовые, бостонитовые и призматически-зернистые структуры, в которых иногда отмечаются сферолитовые скопления таблиц калишпата.

Наряду с вышеописанными разностями, встречены малоомные (1—3 м) пластовые тела роговиковых пород, более светлоокрашенных, по составу отвечающих лейкократовым плагиопорфирам. Порфиоровые выделения в них представлены только зернами плагиоклаза (0,5—1 мм), слабо замещенного калишпатом, и их скоплениями (до 2 мм), а основная ткань зерна (0,02—0,2 мм) состоит из калишпатизированного плагиоклаза, калишпата, незначительного количества кварца (до 5%) и примеси еще более мелких зерен рудного минерала, эпидота, чешуек биотита и приуроченных к зернам рудного минерала, неравномерно распределенных иголочек светло-голубовато-зеленого амфибола. Заметим, что во вмещающих в эти тела крупнозернистых сиенитах, в крупных ксеноморфных пойкилитовых выделениях амфибола, наряду с зернами рудного минерала, сфена, апатита обнаружены микроксенолиты пород (до 0,5 мм), состоящие из мелких зерен плагиоклаза (0,02—0,05), мелкочешуйчатого биотита и зернышек эпидота. Амфибол представлен двумя типами: более ранним светло-голубовато-зеленым и обрастающим его темно-зеленым.

Слабо ороговикованные тела тонко- и мелкозернистых пород и их ксенолиты представляют собой уже типичные тонко- и мелкозернистые щелочные амфиболовые сиениты, равномернозернистые и порфиоровидные с ортофировой или трахитоидной структурами (иногда в них еще обнаруживаются участки роговиковой структуры) и массивной или гнейсовидной текстурами. Преобладающим минералом в таких породах остается микропертитовый калишпат, а темноцветные представлены уже главным образом амфиболом (до 15—17%) с подчиненным количеством рудного (1—3%) и небольшой примесью мелкочешуйчатого

биотита. Наблюдается скопления из мелких зерен амфибола и рудного, придающие иногда породе гнейсовидный вид, редко амфибол встречается в монокристаллических зернах с очень неровными очертаниями. В некоторых гнездообразных скоплениях из амфибола и рудного обнаружен плагиоклаз, замещенный в различной степени калишпатом, и тонкочешуйчатый серицит. Нередко реликты плагиоклаза удается отыскать и во вмещающем крупнозернистом сиените. Амфибол в рассматриваемых породах представлен различными типами: светло-голубовато-зеленой роговой обманкой, темно-зеленым и сине-зеленым амфиболом ряда феррогастингита и темно-синим, почти черным рибекитом. При этом следует отметить, что устанавливается четкая зависимость между типом амфибола в пластовых телах и ксенолитах описываемых пород и амфиболом вмещающего крупнозернистого сиенита — они всегда принадлежат к тому или иному, но одинаковому типу.

Таким образом, отмеченные выше особенности залегания, строения, минералого-петрографического состава мелко- и тонкозернистых и ороговикованных пород позволяют рассматривать их не как дайковую серию щелочных сиенитов (как это предполагали предыдущие исследователи), а как в различной степени переработанные реликтовые породы из вмещающей эффузивно-туфогенной толщи, распространенной в северо-восточной экзоконтактной зоне массива.

Изучение вмещающей толщи в этом районе показало, что преобладают здесь серые и светло-серые туфы, в некоторых случаях рассланцованные или слабо ороговикованные, перемежающиеся с подчиненными темно-серыми туфами, которые содержат небольшие тела мелкозернистых диоритоподобных пород. Светло-серые туфы по химизму отвечают кварцевым ортофирам, а темно-синие — габбро-монцонитам. В шлифах светло-серых туфов отмечаются обломки тонкопертитового калишпата, плагиоклаза, редко кварца и неправильные, часто вытянутые скопления из тонкочешуйчатого зеленоватого биотита, рудного минерала и зерен эпидота. Такие меланократовые участки, образуя иногда вытянутые полосы, придают породе сланцеватость. Обломки минералов погружены в фельзитоподобную основную массу, участками лучше раскристаллизованную (возможно, за счет ороговикования). В некоторых туфах среди обломков минералов присутствует один плагиоклаз, всегда сильно измененный, а основная масса сильно серитизирована и карбонатизирована.

К светло-серым туфам приурочены дайкообразные тела (2—5 м) серых тонкозернистых пород типа плагиопорфиров. В одних случаях породы лучше раскристаллизованы, в других менее раскристаллизованы и сильнее изменены. Плагиоклазы в них сосюритизированы, серицитизированы, с зернами граната среди фельзитоподобной, участками микросферолитовой или неясно выраженной лейстовидной основной массы, богатой тончайшей темной пылью из слюды, рудного и эпидота. Такие породы часто трудно отличимы от слабо ороговикованных туфов. Среди туфов этого района встречена слабо катаклазированная порода состава диорито-сиенитов. Она сложена более крупными (1—2 мм) зернами плагиоклаза и мелкозернистой (0,1—0,2 мм) цементирующей их массой (30%) из плагиоклаза, тонкопертитового калишпата и мелких зерен рудного минерала. Плагиоклаз замещается калишпатом. По трещинкам в породе и в интерстициях между зернами в основной массе развивается светло-голубовато-зеленая роговая обманка.

Изучение пород вмещающей рамы в северо-восточной части массива не обнаружило среди них жил или даек щелочного состава. Не найдены жильные дериваты щелочных сиенитов и в других участках вмещающей толщи — в пределах развития джидинского комплекса пород. Жильная фаза щелочного состава локализуется в пределах развития щелочных пород самого массива и представлена телами пегматоидных

сиенитов, лейкократовыми или амфиболовыми, в зависимости от того, в каких сиенитах они находятся, и редкими телами типичных сиенитовых пегматитов (2—3 м) с интенсивной альбитизацией, эгиринизацией и тантал-ниобиевой минерализацией.

Щелочные пегматиты приурочены к северной эндоконтактной зоне массива, к крупным ксенолитам и пропласткам темно-серых магнетит-плагиоклаз-биотитовых роговиков, залегающих среди альбитизированных и эгиринизированных мелкозернистых щелочных сиенитов. К дайковой серии пород, вероятно, следует отнести редкие пластовые тела мелкозернистых сиенитов в южной части массива, имеющие четкий контакт с вмещающими крупнозернистыми сиенитами. Породы этих тел равномернозернистые, обладают трахитоидной структурой, содержат до 20% темноцветных минералов, представленных поздним амфиболом, наложенным на калишпат, и гнездообразными скоплениями из мелких зерен магнетита и биотита. Мощность тел до нескольких метров, простирание северо-восточное (60°) и широтное (90°). Породы даек по составу аналогичны вмещающим сиенитам.

В итоге необходимо отметить: щелочные сиениты Ара-Билуэтайского массива обнаруживают большую неоднородность в структуре, текстуре и минеральном составе пород. Массив сложен несколькими разновидностями щелочных сиенитов: амфиболовыми, биотитовыми и лейкократовыми (магнетитовыми), которые находятся в парагенетических соотношениях без взаимопереходов и взаимопрорываний.

Среди щелочных сиенитов залегают многочисленные крупные и мелкие тела пород основного и более кислого составов, которые в той или иной мере подверглись воздействию сиенитизирующих щелочных растворов. Первоначальный состав ксенолитов отвечает составу пород нормального известково-щелочного ряда и генетически не связан со щелочными сиенитами. Среди пород вмещающей рамы обнаружены аналоги слабо измененным породам ксенолитов. Все это позволяет рассматривать ксенолиты массива в качестве реликтов вмещающих пород.

Отмеченные особенности щелочных сиенитов: пластовая форма тел, простирание их, согласное со структурным планом пород вмещающей рамы, структурная неоднородность, петрографическое разнообразие, минералогические особенности, обилие реликтовых пород в виде макро- и микроксенолитов — все это свидетельствует, по-видимому, о том, что щелочные сиениты массива образовались на месте за счет переработки щелочными флюидами более древних пород.

УДИНО-ВИТИМСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Эта зона является непосредственным продолжением к северо-востоку Джида-Хилокской зоны. Граница между ними условно проведена по нижнему течению р. Хилок. Нами изучались щелочные гранитонды в юго-западной части зоны, до меридиана г. Петровск-Забайкальского. В пределах изученной части зоны выделяется Заганское поднятие, Цаган-Дабанский хребет и разделяющая их Тугнуйская впадина. Для зоны характерны широкое развитие интрузивных пород, бедность стратифицированными отложениями, более древними, чем мезозойские, и широкое развитие разломов, в результате чего отдельные участки имеют блоковое строение. В пределах изученной части зоны распространены метаморфические, магматические и осадочные образования. Из последних здесь выделяются протерозойские, кембрийские и мезозойские отложения.

Наиболее древние отложения относятся к нижнему протерозою. Развиты они в западной части зоны, на южном склоне Заганского хреб-

та, и в виде разобщенных мелких полей — на северном, и отнесены к хангар-ульской толще. Она представлена переслаивающимися между собой биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-силлиманитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, роговообманково-эпидотовыми и кварцево-мусковитовыми сланцами и амфиболитами, среди которых в подчиненном количестве согласно залегают пластовые тела ортогнейсов. Вдоль южного склона Заганского хребта породы хангар-ульской толщи интенсивно катаклазированы и милонитизированы.

К среднему протерозою отнесены глубокометаморфизованные отложения малханской метаморфической серии видимой мощностью не менее 1000 м. Выделены они на южных склонах Заганского хребта, где несогласно залегают на отложениях хангар-ульской толщи и в бассейне рек Баляга, Малета и Оська, а также в виде небольших участков на водоразделе рек Куйтунка и Воровская и в районе Николаевского Завода на северо-западном склоне Цаган-Дабанского хребта. Отложения представлены биотитовыми, биотит-амфиболовыми и биотит-гранатовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, играющими второстепенную роль. На северо-западных отрогах Цаган-Дабанского хребта к протерозойским отложениям отнесены метаморфические сланцы, песчаники, известняки и кислые эффузивы.

Отложения верхнего протерозоя выделены в пределах Цаган-Дабанского хребта в виде небольших выходов и ксенолитов в палеозойских гранитоидах. Наиболее крупные из них находятся в бассейне р. Билюта (50 км²), в районе Балягинских карьеров и на водоразделе рек Баляга и Кижа. Породы глубоко метаморфизованы и сильно дислоцированы. Представлены они кварцево-слюдистыми сланцами, кристаллическими известняками, метаморфизованными песчаниками, амфибол-скаполитовыми сланцами, кварцитовидными сланцами и условно отнесены к битум-джилинской толще (2000 м).

Протерозойские отложения в пределах юго-западной части Удино-Витимской зоны прорваны разновозрастными гранитами. Кембрийские отложения развиты на северных и южных отрогах Заганского хребта — это измененные зеленокаменные андезитовые и диабазовые порфириты, фельзит-порфириты, кварцевые кератофиры, перемежающиеся между собой и с биотитовыми, хлорит-серицитовыми, биотит-эпидотовыми и биотит-хлорит-серицитовыми сланцами. Общая мощность кембрийских отложений достигает 2700 м.

Пермская система представлена эффузивно-осадочными образованиями, развитыми по северным отрогам Заганского хребта, в районе дер. Алентуй, а также в западной части хребта Цаган-Дабан. В их составе выделены три согласно залегающие толщи: нижняя — туфогенно-осадочно-эффузивная (около 2600 м), средняя, сложенная преимущественно эффузивами среднего и основного состава (900 м) и верхняя, состоящая из эффузивов кислого состава (400 м).

Из мезозойских отложений выделяются триасовые, юрские и меловые. Триасовые, по В. И. Турунхаеву (1971), распространены в зоне Северо-Заганского разлома, где слагают отдельные блоки, ограниченные дизъюнктивными нарушениями. Представлены они эффузивами и их туфами, преимущественно кислого состава, конгломератами, песчаниками и сланцами. Характерна резкая фацальная изменчивость и интенсивная дислоцированность пород. Отдельные участки развития триасовых вулканогенных пород выделены по северному борту Тугнуйской впадины и в центральной части хребта Цаган-Дабан — в бассейнах рек Куналейка, Куйтунка, Кокытей и в других пунктах. Они сложены эффузивными породами преимущественно щелочного и кислого состава — ортофирами, граносиенит-порфирами, фельзитами, фельзит-порфирами и их туфами, туфолавами и туфобрекчиями. В подчиненном количестве имеются андезитовые порфириты.

Возрастное положение вулканогенных пород определяется тем, что эффузивы несогласно перекрывают гранитоиды джидинского комплекса (Pz_3) и сами прорываются интрузивными телами щелочных пород триаса. Кроме того они имеются в составе галек юрских обломочных толщ и по аналогии с другими районами относятся к цаган-хунтейской свите триасового возраста. Следует отметить, что часть вулканогенных образований, которым приписывается триасовый возраст, вероятно, является более древней. Так, в районе Балягинских рудников эффузивная толща, относящаяся к цаган-хунтейской свите, имеет абсолютный возраст 290 ± 3 млн. лет, а прорывающие ее лейкократовые субщелочные граниты Балягинского массива — 249—259 млн. лет (см. табл. 1).

Отложения юрской системы представлены средним и верхним отделами и широко распространены в Тугнуйской впадине и по северным отрогам Цаган-Дабанского хребта. В Тугнуйской впадине широко развиты породы ичетуйской свиты (J_2ic), состоящие из перемежающихся между собой конгломератов и эффузивов кислого состава, туфов и туфолав, а также базальтовых порфиритов. Возраст свиты определен по остаткам насекомых как среднеюрский (Скобло, Лямина, 1962). Выше лежащая тугнуйская свита, распространенная в пределах одноименной впадины, сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравеллитами, конгломератами и углями. Отложения верхнего отдела юры (хилокская свита — J_3hl) установлены по северным отрогам хребта Цаган-Дабан, в районе ручьев Мухор-Тала, Телешанка, Мазенкул и Дардынкул. Они представлены трахитами (ортофирами), кератофирами, липаритами, лавобрекчиями и туфобрекчиями. Среди вулканогенных пород преобладают трахиты. Возраст свиты устанавливается на основании залегания покровов эффузивов на щелочные граниты куналейского комплекса. В других районах на отложениях хилокской свиты залегают фаунистически охарактеризованные угленосные отложения верхней юры — нижнего мела. Терригенные отложения гузиноозерской серии (J_3-K_1gs) выполняют межгорные впадины и сложены песчаниками, алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися между собой и содержащими пласты бурого угля.

Третичные отложения состоят из крупноглыбовых и крупногалечных конгломератов с прослойками гравелитов, песков и глин. В неогенное и раннечетвертичное время образовались покровы базальтов и андезитов-базальтов, приуроченных к окраинам тектонических впадин. Характерной особенностью базальтов является повышенное содержание натрия. Общая мощность базальтовых покровов достигает 100 м.

Интрузивные образования слагают более 60% площади описываемой части Удино-Витимской зоны. Среди них выделяются протерозойские, палеозойские и мезозойские интрузии. Протерозойские интрузии описывались П. И. Налетовым (1962) как заганский комплекс в Заганском и Цаган-Дабанском хребтах. Более поздними работами (Козубова, 1967) был доказан раннепалеозойский возраст гранитоидов Заганского хребта. Протерозойские интрузии Цаган-Дабанского хребта В. А. Безруков объединил в хамар-дабанский интрузивный комплекс. По данным других исследователей значительная часть из них отнесена к палеозойским интрузиям (Сизых, 1971). В составе их, в западной части хребта Цаган-Дабан, отмечены габброиды, гнейсо-граниты и их жильные производные.

Палеозойские интрузии объединяются в раннепалеозойский малханский и средне-верхнепалеозойский джидинский комплексы. Интрузии малханского комплекса имеют сложное полифазное строение. Первая фаза представлена габбро, габбро-диоритами и диоритами, вторая — кварцевыми диоритами и гранодиоритами и третья — гранитами. Возрастное положение джидинского комплекса неопределенно. Одни исследователи относят его к нижнему палеозою (Арсентьев и др., 1966;

Чернов, 1963), другие — к верхнему палеозою (Налетов, 1962; Дворкин-Самарский, 1965). По В. А. Дворкину-Самарскому (1966) джидинский комплекс условно разделен на три фазы. К первой отнесены габбро, габбро-диориты, диориты, иногда сиенито-диориты, породы второй фазы представлены порфиroidными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами и граносиенитами. Среди гранитоидов третьей фазы В. А. Дворкин-Самарский выделяет две группы пород: 1) щелочноземельные биотитовые и биотит-амфиболовые сиениты, которые часто переходят в кварцевые сиениты и граносиениты и 2) лейкократовые розовые, нередко субщелочные граниты. Гранитоиды хамар-дабанского, малханского и джидинского комплексов в петрохимическом отношении принадлежат к породам известково-щелочного ряда.

Мезозойские интрузивные образования представлены гранитоидами бичурского, куналейского и гуджирского комплексов. Гранитоиды бичурского комплекса в пределах Удино-Витимской зоны выделены на южных склонах Цаган-Дабанского хребта, в бассейне пади Шолота и по склонам р. Жиримка. В их составе отмечаются породы двух фаз внедрения: крупно-среднезернистые и мелкозернистые порфиroidные, лейкократовые граниты первой фазы и мелкозернистые, биотитсодержащие граниты второй фазы. Жильная серия представлена мелкозернистыми аплитовидными гранитами, сиенит-порфирами, крупнопорфиroidными диорит-порфиритами и мелкозернистыми диоритами. В. А. Новиковым в 1956 г. и П. И. Налетовым в 1959 г. они описывались в составе джидинского комплекса палеозоя и частично гуджирского комплекса юры. В 1972 г. В. Л. Верник установил, что данные гранитоиды прорывают эффузивы, условно отнесенные к унгуркуйской свите пермского возраста и, в свою очередь, прорываются гранитоидами куналейского комплекса. Следовательно, формирование бичурского комплекса происходило в пределах верхняя пермь — нижний триас. Определение абсолютного возраста по породе (Чупров, 1970) дало 242—246 млн. лет. Поскольку возрастное положение унгуркуйской свиты условно, вопрос о наличии гранитоидов бичурского комплекса в западной части Цаган-Дабанского хребта дискусионен.

Щелочные гранитоиды куналейского комплекса слагают крупные массивы в пределах Цаган-Дабанского хребта. В меньшей степени они распространены в Заганском хребте, где массивы их приурочены к зоне сочленения Заганского поднятия и Тугнуйской впадины. Щелочные гранитоиды Цаган-Дабанского хребта, так же как и щелочные гранитоиды малханской зоны, обычно ассоциируют с триасовыми эффузивами, но в отличие от последней здесь значительно меньшим распространением пользуются мезозойские субщелочные гранитоиды бичурского комплекса, предшествующие куналейским. Наиболее крупные массивы щелочных гранитоидов куналейского комплекса расположены вблизи с. Большой Куналей, в бассейне р. Брянка, по р. Мойса, по правобережью р. Хилок, в районе с. Харитоново и в бассейне р. Нижний Тарбагатай. Площади их варьируют от 50 до 60 км². Сложены массивы щелочными сиенитами и граносиенитами и щелочными гранитами. Для всех разновидностей пород характерно преобладание среди породобразующих минералов микропертитов, постоянное присутствие кварца, наличие щелочных темноцветных минералов и отсутствие плагиоклазов, более основных, чем альбит. Отдельные петрографические разновидности отличаются в основном лишь количеством породобразующих минералов.

В юго-западной части Удино-Витимской зоны наряду с крупными массивами щелочных гранитоидов к куналейскому комплексу В. В. Скрипкина в 1972 г. отнесла субвулканические образования — небольшие штоки, дайки и некки, участвующие в вулканических постройках цаганхунтейской свиты. Наиболее полно они проявлены в Горчилонской пост-

ройке. По составу это сиенито-диориты, габбро-порфиры, мелкозернистые сиениты и сиенит-порфиры, в которых, судя по химическим анализам, повышено содержание щелочей. С массивами щелочных гранитоидов куналейского комплекса они близки по возрасту, а вмещающие их эффузивы цаган-хунтейской свиты, по В. В. Скрипкиной (1966), коматитичны гранитоидам Харитоновского массива, являющегося типичным представителем куналейского комплекса.

В качестве второй фазы куналейского комплекса В. Л. Верник в 1972 г. условно выделил мелкозернистые аляскитовые граниты, гранит-порфиры, граносиениты и граносиенит-порфиры, распространенные в юго-западной части Цаган-Дабанского хребта, в районе падей Шолота—Хохюрта-Булаг, где они образуют серию отдельных сближенных тел, вытянутых в северо-восточном направлении и приуроченных к разломам. По составу это граниты нормального ряда, а по химизму отвечают щелочным гранитоидам, в которых калий преобладает над натрием. Пространственно они разобщены с массивами щелочных гранитоидов куналейского комплекса, но укладываются в одни и те же возрастные рамки с ними, так как прорывают эффузивы цаган-хунтейской свиты триаса (падь Хохюрта-Булаг) и перекрываются туфоконгломератами нижней юры (водораздел р. Барка и пади Хохюрта-Булаг). Значит, выделенные гранитоиды образовались в то же время, что и щелочные гранитоиды куналейского комплекса, на основании чего они и были условно отнесены ко второй фазе последних.

Наиболее молодыми гранитоидами Удино-Витимской зоны являются граниты гуджирского комплекса (J_3). В пределах изученной части зоны ими сложены несколько небольших штоков, приуроченных к бортам мезозойских впадин. Граниты гуджирского комплекса серовато-розовые, лейкократовые, биотитовые с гипидиоморфнозернистой, гранофировой, пегматитовой, иногда порфиroidной структурой. Они имеют интрузивные контакты с гранитоидами джидинского и куналейского комплексов. Абсолютный возраст пород 130—140 млн. лет. К субвулканическим образованиям юрского и нижнемелового возраста относятся многочисленнейшие дайки базальтовых порфиритов, сиенито-диоритов, сиенит-порфиритов и трахидацитовых порфиритов, а также нежки и кольцевые дайки трахидацитовых порфиритов (ичетуйский субвулканический комплекс $J_{1-2}(c)$) и анальцимовые трахидолериты (хилокский субвулканический комплекс J_3-K_1).

В качестве типоморфных массивов щелочных гранитоидов юго-западной части Удино-Витимской зоны нами изучались Нижне-Тарбагатайский и Петровск-Забайкальский массивы.

Нижне-Тарбагатайский массив

Массив расположен к юго-западу от г. Петровск-Забайкальского, в бассейне нижнего течения р. Нижний Тарбагатай (правый приток р. Баляга). Он приурочен к зоне сочленения Заганского поднятия и Тугнуйской впадины. Форма массива в плане близка к изометрической, площадь 200 км² (рис. 5). Массив изучался В. И. Сизых (1971). Согласно его данным, полученным на основании замеров гнейсовидности, массив прослеживается в виде штока, погружающегося на северо-запад. Долиной р. Нижний Тарбагатай массив делится на две примерно равновеликие части: северо-западную и юго-восточную. Породами, вмещающими массив, служат протерозойские отложения малханской серии, отложения нижнего отдела кембрийской системы, раннепалеозойские интрузии и гранитоиды каменноугольного возраста. Породы Нижне-Тарбагатайского массива имеют активные интрузивные контакты. На западе массив ограничен разломами северо-западного простирания. В результате перемещения по ним отдельные блоки, сложенные щелоч-

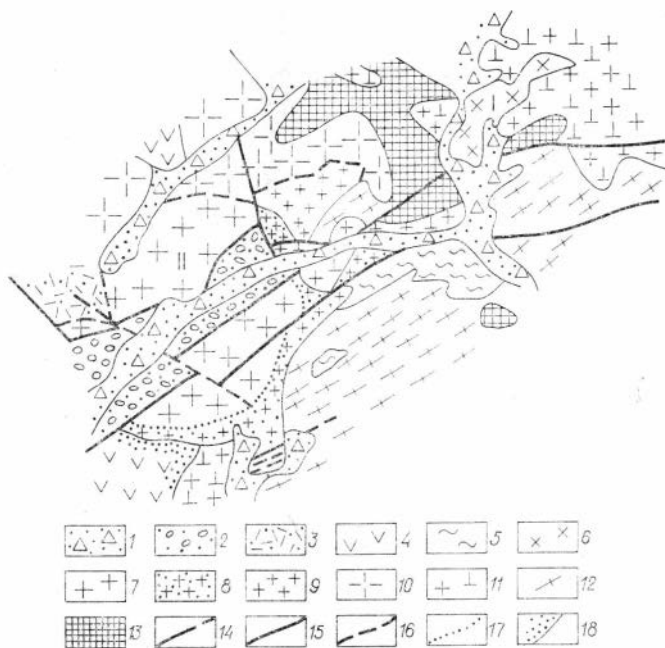


Рис. 5. Схема геологического строения Петровск-Забайкальского (I) и Нижне-Тарбагатайского (II) массивов.

1 — четвертичные отложения; 2 — гусиноозерская серия: алевролиты, песчаники, аргиллиты, конгломераты (J_2-K_1gs); 3 — ичетуйская свита: фельзит-порфиры, перлыты, базальтовые порфиры, туфы, конгломераты, песчаники, алевролиты (J_2ic); 4 — диабазовые, андезитовые порфириты, эпидот-хлорит-серцитовые и эпидот-амфиболовые сланцы, редко кератофиры ($Ст_2?$); 5 — гнейсы, биотитовые и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы (P_{Z1}); 6 — щелочные сенинты куналейского комплекса (Т); 7 — щелочные граниты куналейского комплекса (Т); 8 — мелкозернистые альбитизированные и эгиринизированные щелочные граниты краевой фации Нижне-Тарбагатайского массива (Т); 9 — граниты мелкозернистые, биотитовые, лейкократовые (С); 10 — граниты крупнозернистые, порфиоровидные (С); 11 — гранодиориты, диориты, реже граниты среднезернистые, биотитовые и биотит-роговообманковые (С); 12 — гнейсовидные граниты, гранито-гнейсы и гнейсо-граниты (P_{Z1}); 13 — габбро-диориты, диориты (P_{Z1}); 14 — разломы достоверные и предполагаемые, 15 — границы нормального стратиграфического и интрузивного контакта; 16 — граница предполагаемая; 17 — граница фациальных разностей пород; 18 — зона ороговивания.

ными сенинтами, попадают в поле развития среднеюрских вулканогенно-осадочных отложений ичетуйской свиты и верхнеюрских — нижнемеловых отложений гусиноозерской серии. Таким образом, на основании прямых геологических данных можно говорить о послекарбоневом возрасте массива. Определение абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом (см. табл. 1) дают довольно значительный разброс значений — от 163 ± 4 млн. до 212 млн. лет. Более молодой возраст имеют породы юго-восточной части массива, где широко развиты постмагматические процессы. Вероятно, этот возраст указывает на время постмагматической минерализации. В остальном возрастные значения близки к определению абсолютного возраста Мало-Куналейского массива. В таком случае возраст Нижне-Тарбагатайского массива можно считать триасовым.

Массив сложен розовыми, розовато-серыми, сиреневыми и серыми щелочными гранитами и граносенинтами, среди которых преобладают лейкократовые разновидности. Структура пород в центральной части массива крупно-среднезернистая, равномернозернистая, участками с неясно выраженной порфиоровидностью. По направлению к контакту крупность зерна уменьшается и фация эндоконтакта состоит из мелкозернистых

или порфиroidных пород. В южной части массива отмечаются гнейсовидные разности. Жильная серия представлена мелкозернистыми гранитами и сиенитами, сиенит-порфирами, граносиенит-порфирами и гнорудитами. Юго-восточная и восточная части массива разбиты разломами, вдоль которых широко развиты альбитизация и эгиринизация.

Породы центральной части массива состоят из микропертита, кварца, биотита и щелочных амфиболов. Среди аксессуарных минералов отмечены магнетит, сфен, циркон и апатит. Структура пород крупно- и среднезернистая, равномерно-зернистая.

Микропертиты слагают около 80% породы. По данным рентгеноструктурного анализа они содержат около 60% альбита и по составу фактически являются анортоклазами. Калиевый полевой шпат пертитовых вростков пелитизирован, следов микроклиновой решетки в нем не наблюдается. В отдельных крупных зернах микропертита видна зональность. Она хорошо проявляется в разрезах, перпендикулярных двойниковому шву, и подчеркивается пертитами. В центральной части зональных кристаллов пертитовые вростки более тонкие, ближе к краю, а особенно в кайме, количество их уменьшается и они становятся более грубыми. В отдельных зернах в зональных кристаллах микропертита выделяется до 5 зон. Наиболее четко они проявляются в вершине кристалла, располагаясь по зонам роста головки. Выявляются благодаря различному количеству пертитов распада в отдельных зонах и небольшому сдвигу их относительно друг друга. Кроме того, на границе между отдельными зонами отмечаются тонкие каемки, шириной в сотые доли миллиметра, лишенные пертитов. Подобный характер зональности указывает, что во время формирования породы происходили неоднократные изменения условий кристаллизации. В разрезах, перпендикулярных двойниковому шву калинатрового полевого шпата, двойников альбита в пертитовых вростках не видно, двойникование альбита проявляется лишь в разрезах, параллельных двойниковому шву калинатрового полевого шпата. Характер пертитовых вростков в отдельных разрезах тоже различен. В одних случаях они тонкие, вытянутые, в других широкие, размазанные, облачные. Поэтому на основании характера пертитовых вростков можно говорить об отсутствии единой ориентировки при кристаллизации калинатровых полевых шпатов.

На границе между двумя зернами микропертита развивается тонкая каемка мелкозернистого агрегата альбита. Иногда подобные каемки имеют вид зубчатых швов. Альбит, развивающийся на стыках зерен калиевого полевого шпата, водянопрозрачен и четко сдвойникован. Следовательно, выявляются две генерации альбита: ранний, образовавшийся в результате распада калинатровых полевых шпатов, и поздний, возникший в процессе альбитизации. Последнего неизмеримо меньше, чем первого. Об образовании альбитовых вростков микропертита в результате распада богатых натрием калинатровых полевых шпатов, а не при поздней альбитизации, говорит равномерное распределение их в зернах калиевого полевого шпата и постоянное соотношение альбитовой и калишпатовой составляющей, выявленное с помощью рентгеноструктурного анализа.

Зерна калинатрового полевого шпата лишены включений; иногда наблюдаются отдельные включения сфена, рудных и амфибола, приуроченные к стыкам зерен. Своеобразное явление представляют трубочки калинатрового полевого шпата в калинатровом полевым шпате, которые иногда начинаются у края зерна и заканчиваются в центре или располагаются внутри зерен. Они пересекают пертиты распадов, т. е. являются более поздними. В калиевом полевым шпате трубочек также содержатся пертитовые вростки альбита. В одних случаях они отличаются от пертитовых вростков вмещающего зерна только ориентировкой, в других — меньшим количеством альбита. Трубочатые образования

микроклина отмечались Ю. А. Долговым (1968) в поздних зонах кристаллов кварца камерных пегматитов, температура кристаллизации которых 140°C и ниже. В исследованных нами породах, судя по наличию пертитов распада, температура образования трубочек была не ниже 650°C .

Кварц составляет до 20% породы. Наблюдается он в виде крупных зерен, не уступающих по размеру зернам калинатрового полевого шпата, и располагается как в интерстициях зерен калиевого полевого шпата, так и в виде скоплений крупных зерен. В этом случае в интерстициях зерен кварца находится калинатровый полевой шпат. Подобные соотношения свидетельствуют о близости времени выделения кварца и калинатрового полевого шпата, но последний, вероятно, начал кристаллизоваться раньше кварца, а закончил кристаллизацию позже. Кварц мало деформирован: волнистое погасание отмечается лишь в отдельных крупных зернах. Часть зерен кварца имеет правильную кристаллографическую огранку.

Темноцветные представлены биотитом и амфиболом. Биотит зеленовато-бурый, светлый, образует крупные зерна и содержит пойкилитовые включения сфена, магнетита и апатита. Плеохроизм резкий: A_{Nm} — зеленовато-бурый, A_{Np} — соломенно-желтый, $Nm=1,603\pm 0,003$, т. е. он относится к флогопиту. В коноскопе биотит обнаруживает двуосность с довольно значительным расхождением гипербол. Биотит приурочен к контакту кварца и калиевого полевого шпата, а также иногда развивается в интерстициях зерен кварца и по калиевому шпату и, судя по всему, выделился одним из последних, вероятно, в постмагматическую стадию. Количество его менее одного процента.

Амфиболы содержатся примерно в таком же количестве, как и биотит. По составу и оптическим свойствам среди них выделяется ряд разновидностей.

1. Светлоокрашенный амфибол, с небольшим двупреломлением и большим углом погасания. Удлинение положительное, плеохроизм слабый. A_{Ng} — светлый, серо-зеленый, A_{Nm} — оливково-зеленый, A_{Np} — светлый, буроватый. Заметная дисперсия погасания $r > v$, $Ng=1,653\pm 0,003$. $Np > 1,640$, $cNg=34^{\circ}$. По диаграмме Трегера (1968) амфиболы относятся к эккерманиту с содержанием 20% железистого компонента.

2. Синие амфиболы с резким плеохроизмом и большой дисперсией погасания, с $v > r$; A_{Ng} — зеленовато-бурый, A_{Nm} — серо-синий, A_{Np} — грязно-синий; $Ng=1,671$, $Np > 1,657$, $cNp=37^{\circ}$. Амфиболы относятся к фтортарамиту и содержат 40% железистого компонента.

3. Синие амфиболы. A_{Ng} — светлый, серо-синий, A_{Nm} — темный, серо-синий с фиолетовым оттенком, A_{Np} — синий; $cNp=18^{\circ}$, $Ng=1,682$, $Np=1,668$. Судя по показателям преломления и плеохроизму, подобные амфиболы относятся к арфведсониту.

По времени образования светлые разновидности амфиболов более ранние. В отдельных случаях видно, как они обрастают каймой синего амфибола. Синие амфиболы развиваются также и по трещинам светлых. Амфиболы обычно встречаются совместно с биотитом и аксессуарными минералами. Очень редко отмечаются отдельные, мелкие зернышки эгирина.

Из аксессуарных минералов имеются сфен, апатит, магнетит, циркон и минералы группы тантало-ниобатов. Сфен составляет около 0.5 об. % породы. Встречается он в виде крупных, хорошо образованных, конвертообразных и вытянутых кристаллов и реже в виде изометричных зерен без четких кристаллографических ограничений. Сфен часто наблюдается в сростаниях с магнетитом, иногда содержит включения магнетита, или обрастает магнетитом, что свидетельствует об одновременном их образовании. Помимо магнетита сфен наблюдается в сростаниях с апатитом и биотитом, а также находится в виде пойкили-

товых вростков в биотите. В свою очередь, в сфене имеются включения апатита. Развивается сфен чаще всего на границе калиевого полевого шпата и кварца, реже среди кварца. Магнетит содержится примерно в таком же количестве, как и сфен, и образует изометричные зерна, часто с четкой кристаллографической огранкой. Наблюдается он в сростаниях со всеми аксессуарными и темноцветными породообразующими минералами, а также иногда содержится в калинатровом полево шпате. Апатит уступает по содержанию сфену и магнетиту. Отдельные зерна его достигают размеров нескольких миллиметров. Наблюдается он обычно в виде зерен без четких кристаллографических ограничений, реже хорошо ограненных. В последних видна отдельность, перпендикулярная удлинению. Циркон встречается в виде довольно крупных единичных зерен, иногда зональных. Зональность хорошо видна в разрезах, перпендикулярных удлинению: широкое ядро окружено узкой каймой. Среди цирконов наряду с кристаллическими встречаются и метамиктные разности (табл. 7).

По направлению к краевой части массива уменьшается крупность зерен и появляется порфирированность. При этом степень порфирированности различна. Ближе к центральной части, в крупнозернистых породах, количество основной массы мало и порфирированность фиксируется в основном под микроскопом. Вкрапленники здесь представлены микропертитом такого же характера, как и описанный выше. В основной массе калинатровый полевой шпат отмечается в микропегматитовых сростаниях с кварцем.

Ограничения крупных зерен микропертита нечеткие. Часто наблюдается, как около крупного зерна развивается микропегматит, причем ориентировка микропертита во вкрапленнике и микропегматитовых вростках одинакова. При этом сплошной каймы микропегматита не образуется. В других случаях микропегматит развивается в интерстициях зерен микропертита и единой ориентировки пегматоидных вростков и вмещающих зерен не обнаруживается. Характер пертитовых вростков во вкрапленниках и основной массе различен — во вкрапленниках они тоньше, в основной массе более грубые. Однако валовой состав калинатровых полевых шпатов вкрапленников и основной массы одинаков. Вероятно, здесь имел место не привнос альбита, а его перераспределение. Признаков микроклиновой решетки ни во вкрапленниках, ни в основной массе нет.

Таблица 7

Количественно-минеральный состав пород Нижне-Тарбагатайского массива, об. %

Минерал	Центральная часть			Краевая часть			Жильная фацция		
	\bar{x}	s_{x^2}	s_x	\bar{y}	s_{y^2}	s_y	45-66	46-66	52-66
Микропертит *	80,10	22,67	4,75	81,6	18,70	4,32			
Кварц	17,00	22,85	4,80	17,4	18,67	4,30			
Амфиболы	0,50	0,17	0,41	0,2	—	—			
Эгирин	Сл.	—	—	0,2	—	—			
Биотит	0,40	0,08	0,28	0,1	0,03	0,17			
Рудные	0,55	0,24	0,49	0,3	0,09	0,30			
Сфен	0,43	—	—	0,1	—	—			
Апатит	0,02	—	—	Сл.	—	—			
Циркон	Сл.	—	—	—	—	—			
Прочие	1,00	—	—	0,1	—	—			
Число шлифов	8	—	—	6	—	—			
Основная масса							88,2	87,5	87,5
Вкрапленники:									
калшпат							11,0	11,9	12,5
кварц							0,8	0,6	—

* В подсчет включены вторичные альбит и микроклин.

Очень редко, в виде единичных зерен, во вкрапленниках встречаются плагиоклазы, серицитизированные, зональные без следов калишпатизации. Включающие плагиоклаз зерна калиевых полевых шпатов пертитовые, причем пертиты тонкие. Плагиоклазы, вероятно, были захвачены как ксенолиты в ранние стадии кристаллизации. Кварца примерно такое же количество, как и в равномернозернистых разностях. Большая часть его находится в микропегматитовых срастаниях с микропертитом. Ихтиоглипты кварца довольно крупные, иногда клиновидной формы. Некоторое количество кварца находится в виде крупных зерен. В случае, когда порфирированность выражена четко, пегматондных срастаний кварца и калиевого полевого шпата в основной массе нет, и кварц распределен равномерно. К основной массе приурочены скопления темноцветных и акцессорных минералов.

Как отмечалось, по направлению к контакту крупность зерен уменьшается и эндоконтактовая фация массива сложена мелкозернистыми разностями. Изменение структуры сопровождается и изменением минералогического состава пород. В калиевых полевых шпатах появляется микроклиноватая решетка, среди темноцветных минералов вместе с щелочными амфиболами развиты эгирин и более железистый биотит. Среди акцессорных повышается количество минералов группы тантало-ниобатов. Возрастает содержание вторичного альбита, появляется вторичный микроклин. Как и в центральной части массива, первыми выделяются пертитовые калиевые полевые шпаты, но количество пертитовых вростков в них меньше, чем в калиевых полевых шпатах центральной части. Пертиты более грубые, часть из них имеет признаки метасоматического происхождения. В то же время видно, что в отдельных крупных зернах пертиты сосредоточены в центральной части кристалла, по направлению к краю пертитовые вростки альбита выклиниваются и краевая часть лишена пертитов. Это свидетельствует о том, что исходные расплавы были богаты натрием, содержание которого в процессе кристаллизации калинатовых полевых шпатов падало.

Амфиболы синие, плеохронизм резкий: A_{Np} — густо-синий с серым оттенком, A_{Nm} — синий с фиолетовым оттенком, A_{Ng} — зеленовато-бурый; $cNp=18^\circ$, $Ng=1,681$, $Np=1,668\pm 0,001$. Дисперсия погасания резкая, $v>r$. Судя по оптическим данным, амфиболы относятся к группе арфедсонита и содержат 50% железистого компонента. Изредка в краевой части массива (обр. 47—66) отмечаются очень свежие амфиболы, макроскопически зеленовато-голубые, прозрачные, в шлифе светло-голубые. Плеохронизм слабый: A_{Ng} — бледный, серо-голубой, A_{Nm} — бледный голубовато-бурый, A_{Np} — бесцветный. Удлинение положительное, $cNg=21^\circ$, $Ng=1,658$, $Nm=1,640$, $Np=1,629$. Удельный вес 3,164. На основании оптических и физических данных амфибол может быть отнесен к кросситу.

Среди темноцветных обнаруживается эгирин, зеленый, со слабым плеохронизмом: $cNp=8^\circ$, $Ng=1,807$, $Np=1,763$. По диаграмме Трегера (1968) содержат 70% $NaFe^{3+}$ компонента. Присутствует также зеленовато-бурый биотит; $Nm=1,615\pm 0,003$. Содержание темноцветных минералов невелико и обычно не превышает 2% объема породы. Соотношения между эгирином, амфиболом и биотитом различны, но среди них чаще преобладает эгирин. С темноцветными минералами обычно ассоциируют магнетит, сфен и апатит. При этом размеры зерен акцессорных минералов часто сопоставимы. Скопления темноцветных и акцессорных минералов развиваются на границе зерен калиевого полевого шпата или приурочены к кварцу. Образовались они почти одновременно в поздние стадии формирования породы. Вместе с обычными акцессорными минералами — магнетитом, апатитом и сфеном, в краевой части массива имеются более редкие минералы группы тантало-

ниобатов. Последние изометричной формы, буровато-зеленые, изотропные, с высоким рельефом. К тантало-ниобатам отнесены на основании данных рентгеноструктурного анализа. В единичных зернах встречен чевкинит. При этом, как правило, скопления аксессуарных минералов группы тантало-ниобатов приурочены к лейкократовым разностям пород.

Для краевой части массива характерны альбитизация, калишпатизация и окварцевание. Вторичный альбит и калиевый полевой шпат воднопрозрачны, зерна их мелкие, изометричные. В калиевом полево-м шпате нет пертитовых вростков и четко видна микроклиноватая решетка. Альбитизация и калишпатизация проходят по стыкам зерен микропертита, а также и внутри зерен. Интересно, что поздние альбит, микроклин и кварц в одних случаях выделяются в виде отдельных прожилков, а в других — совместно. Какой из процессов — альбитизация или калишпатизация — является более ранним, установить не удалось.

Жильная фация массива представлена гранит-аплитами, гранит-порфирами и грорудитами. Гранит-аплиты образуют дайки северо-восточного простирания среди щелочных гранитов западной части массива, по левобережью р. Нижний Тарбагатай, в районе существовавшего ранее одноименного села. Характерная особенность гранит-аплитов — отсутствие плагиоклазов, более основных, чем альбит, и наличие пертитовых калиевых полевых шпатов. Пертитовые вростки довольно грубые, распределены неравномерно и в значительной части образовались метасоматическим путем. Судя по характеру пертитов, гранит-аплиты беднее натрием и богаче калием, чем вмещающие их биотитовые щелочные граниты.

В приконтактной части массива часто встречаются жилы гранит-порфиров и грорудитов. Гранит-порфиры — светло-серые, плотные породы, с отдельными небольшими вкрапленниками кварца и калинатрового полевого шпата, количество которых не превышает 15% от объема породы. Основная масса сложена микропегматитом. На щелочной характер породы указывают редкие кристаллы щелочного амфибола группы арфведсонита. Есть гранит-порфиры, в которых темноцветные минералы отсутствуют, среди вкрапленников имеется калинатровый полевой шпат, а кварц входит в состав основной массы породы. Структура основной массы преимущественно аллотриоморфнозернистая, микропегматит развивается лишь участками около вкрапленников. В обеих разновидностях гранит-порфиров калиевый полевой шпат и во вкрапленниках и в основной массе обнаруживает микроклиноватую решетку.

Из аксессуарных минералов встречаются лишь небольшие порфири-бласти изометричного, изотропного минерала, иногда со скелетными формами. Подобные минералы имеются и в щелочных гранитах массива, где на основании рентгеноструктурных данных они отнесены к группе тантало-ниобатов. Изредка отмечаются сфен и небольшие кристаллы магнетита. Грорудиты — светло-серые породы порфировой структуры, плотные. Вкрапленники в них представлены микроклином, в основной массе на фоне аллотриоморфных зерен кварца и калиевого полевого шпата выделяются короткостолбчатые кристаллики эгирина, более редкие призмочки щелочного амфибола и довольно крупные, хорошо ограненные кристаллы магнетита. Из аксессуарных минералов, помимо магнетита, встречаются апатит и рутил. Отдельные участки основной массы перекристаллизованы и укрупнены.

Химизм пород Нижне-Тарбагатайского массива характеризуется высоким содержанием SiO_2 и щелочей. При этом соотношения между калием и натрием примерно равны, с некоторым преобладанием натрия над калием. По содержанию основных породообразующих окислов породы центральной части массива занимают промежуточное положение между щелочными гранитами и пантеллеритами, по Р. Дэли (Завариц-

кий, 1960), породы же краевой части массива близки к щелочным гранитам. Для пород массива характерны низкое содержание окислов железа, преобладание двухвалентного железа над трехвалентным в центральной части массива и увеличение роли трехвалентного железа в краевой части. Петрохимические особенности пород детально обсуждены в специальной главе (см. гл. IV).

Контактные изменения вмещающих пород, связанные с Нижне-Тарбагатайским массивом, отмечены в юго-восточной части последнего. В гнейсах и гнейсовидных палеозойских гранитах в контакте с массивом проявлены альбитизация, поздняя калишпатизация и эгиринизация. При этом образовались гнейсовидные кварц-альбит-микроклиновые породы с крупными кристаллами позднего эгирина. По химизму они отвечают щелочным гранитам. В экзоконтакте с Нижне-Тарбагатайским массивом во вмещающих породах отмечена акцессорная тантал-ниобиевая минерализация.

Петровск-Забайкальский массив

Петровск-Забайкальский массив расположен по левобережью р. Баляга, в пределах г. Петровск-Забайкальский. Он находится в одной структурно-фациальной зоне с Нижне-Тарбагатайским массивом, в 12 км от него к северо-востоку. Массив вытянут в северо-восточном направлении на 8 км при ширине 1—2 км. Вмещающими породами служат граниты карбонового возраста, гранодиориты, кварцевые диориты и габбро-диориты нижнего палеозоя. Определения абсолютного возраста пород Петровск-Забайкальского массива дали 189 ± 2 и 177 ± 9 млн. лет (см. табл. 1), что свидетельствует о формировании массива в триасе. В его составе выделяются главная интрузивная и жильная фазы.

Первая представлена щелочными и лейкократовыми сиенитами. Среди них имеются несколько структурных разновидностей, отличающихся в основном по размеру зерен. Взаимоотношения между ними сложные. Между крупно- и мелкозернистыми разновидностями наряду с редкими контактами встречаются и постепенные переходы. По направлению к северо-восточной части массива появляются пегматоидные сиениты. В северо-восточной эндоконтактной зоне массива обнаружены многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Все это свидетельствует о погружении массива на юго-запад. В наиболее эродированной, юго-западной части массива слагающие ее сиениты представлены лейкократовыми разновидностями, с неясно выраженной порфиroidной структурой. Вкрапленники калиевого полевого шпата в них сложены микропертитом, основная масса — альбитом и микроклином. Темноцветные минералы присутствуют только в основной массе породы и обычно ассоциируются с рудными и сфеном. Породы характеризуются постоянным содержанием лейкократовой части, отсутствием кварца и большими пределами колебаний количества темноцветных минералов (табл. 8).

Отличительной особенностью породы является различный характер вкрапленников. Имеются все переходы от вкрапленников криптопертитового строения, богатых натрием, до микроклинов с четкой микроклиновой решеткой и редкими пертитовыми вростками альбита, причем в первом случае это пертиты распада, а во втором — пертиты замещения. Вкрапленники с тонкими пертитами распада развиты трещинами с наибольшим смещением по ним. Происхождение подобных вкрапленников, вероятно, интрателлурическое. Таких вкрапленников немного. Остальные образовались позже.

В распределении пертитов внутри вкрапленников существует определенная закономерность — центральная часть их богаче альбитовыми вростками, вплоть до антипертитов, края — значительно беднее. Таким образом, и на примере Петровск-Забайкальского массива можно гово-

Количественно-минеральный состав пород Петровск-Забайкальского массива, об. %

Минерал	\bar{x}	s^2	s	CV	Жильная серия			
					639-66	644-66	645-66	330-70
Микропертит	99,00	0,504	0,71	0,70				
Кварц	Ед. зн.	—	—	320				
Биотит	0,15	0,22	0,48	222				
Амфибол	0,27	0,36	0,60	70				
Эгирины	Ед. зн.	—	—	71				
Рудные	0,34	0,045	0,24	8				
Сфен	0,14	0,01	0,1					
Апатит	0,02	0,0003	0,0017					
Циркон	Ед. зн.	—	—					
Прочие	0,08	—	—					
Количество шлифов и их площадь	12 70 см ²							
Основная масса					91,0	97,0	95,0	65,0
Вкрапленники								
кварц					2,7	0,8	0,8	9
плагноклаз					6,0	0,7	2,0	16,0
калишпат					—	1,5	2,2	7,0
биотит					0,3	—	—	1,5

Примечание. \bar{x} — среднее арифметическое; s^2 — квадратичное отклонение; s — дисперсия; CV — коэффициент вариации. С микропертитом подсчитан и альбит. Подсчет произведен с помощью сетчатого окуляра-микрометра.

ворцать, что ранние выделения калинатрового полевого шпата были богаче натрием и в процессе кристаллизации количество натрия уменьшалось. Основной массы сравнительно немного. Сложена она агрегатом альбита и решетчатого микроклина. Возможно, что часть альбита в основной массе возникла за счет альбитизации. Содержание альбитовой составляющей в микропертитах колеблется от 75 до 50%, степень упорядоченности — от 0,375 до 0,625.

Темноцветные представлены очень слабо окрашенными амфиболами. Выделяются они в основной массе, т. е. позже калинатровых полевых шпатов вкрапленников. Плеохроизм по Ng — светло-зеленый, по Np — зеленовато-бурый, светлый, двупреломление низкое; $cNg = 26^\circ$. Судя по оптическим данным, амфиболы принадлежат к маложелезистым разновидностям ряда арфведсонита. В значительной степени они замещены бурым слюдястым минералом. Рудные минералы, сфен и апатит тесно ассоциируют друг с другом, образовались в поздние стадии формирования породы и встречаются в больших количествах, чем амфиболы.

В менее эродированных участках массива порфиридная структура выражена четче, количество основной массы увеличивается, причем в ней повышается содержание микроклина, лишённого пертитовых вростков. Изменяется характер темноцветных минералов. Среди них, как и прежде, преобладают амфиболы, но имеются и единичные зерна эгирин-авгита, обросшие амфиболом, и биотита. Окраска амфибола темнее и в ней появляются синие тона. Плеохроизм по Ng — голубовато-зеленый, Nm — серовато-синий, темный, Np — светлый, серовато-зеленый; $A_{Nm} > A_{Ng} > A_{Np}$. Четко видна дисперсия погасания, $cNp = 54^\circ$, $2V = -40^\circ$. Это свидетельствует о повышении железистости амфиболов по сравнению с амфиболами более глубоких частей массива. Согласно диаграмме Трегера (1968, с. 117), амфиболы с подобными оптическими свойствами относятся к эккерманиту и содержат 20% арфведсонитовой молекулы. В этих же участках массива изредка встречаются светло-серые ксенолиты, представленные мелкозернистыми щелочными сиени-

тами. По составу и характеру породообразующих минералов они аналогичны щелочным сиенитам глубинных частей массива.

Пегматоидные разности щелочных сиенитов появляются на юго-восточном склоне горы Змеиной, в центральной части массива. Сложены они крупными кристаллами калинатровых полевых шпатов, с тонкими, равномерно распределенными пертитами распада. Из темноцветных минералов изредка встречаются бурый биотит, ассоциирующий с рудными и апатитом, и очень редко голубой амфибол. Из постмагматических процессов развита альбитизация. При этом наблюдается определенная зависимость между глубиной формирования массива и степенью альбитизации слагающих его пород. Более сильная альбитизация отмечается в менее глубинных частях массива.

Контакты массива с вмещающими породами палеозоя сложные. В северо-восточной, приконтактной части массив сложены крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми сиенитами, содержащими многочисленные ксенолиты темных основных пород палеозоя. Форма и размеры ксенолитов разнообразные — округлые, вытянутые, ветвящиеся. Ксенолиты изометричной формы имеют диаметр 1—1,5 м, вытянутые — несколько десятков сантиметров шириной при длине в несколько метров. Состоят они из биотита, синевато-зеленого актинолита и плагиоклаза. На контакте между ксенолитами и сиенитами иногда развиваются мигматиты.

Сиениты в эндоконтактной части массива состоят из крупных кристаллов калинатрового полевого шпата с тонкими пертитами распада, мелких зерен микроклина, альбита, чешуек биотита, сфена, апатита и рудных. Особенностью породы является наличие закономерных сростаний альбита и решетчатого микроклина и наложение на них позднего альбита. Биотит зеленовато-бурый, выделяется в виде крупных чешуек по стыкам зерен калинатровых полевых шпатов. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом и рудными, окруженными каемками лейкоксена. Среди акцессорных минералов преобладает апатит. Для породы характерна интенсивная альбитизация.

Ближе к контакту, при том же характере породы, уменьшается крупность зерна и количество биотита и увеличивается содержание сфена. Во вмещающих гранитах палеозоя в отдельных участках видны катаклаз и ороговикование. К контакту массива приурочено большое количество даек гранит-порфиров, реже более основных пород. Подобный характер контакта наблюдается и в юго-восточной части массива к востоку от г. Змеиной, в пригороде Водострой. Здесь, в эндоконтактной зоне массива, в щелочных сиенитах, также имеется большое количество ксенолитов основных пород и гранитов палеозоя и наблюдается ороговикование вмещающих пород, но количество даек здесь меньше и в сиенитах наряду с биотитом появляется маложелезистая обыкновенная роговая обманка и увеличивается количество рудных. Изредка появляется чевкинит.

Сопоставляя состав пород эндоконтактной зоны Петровск-Забайкальского массива с составом пород приконтактной части Мало-Куналейского массива, видно, что в обоих случаях вблизи контакта происходит смена щелочных темноцветных минералов биотитом и обыкновенной роговой обманкой и увеличивается содержание сфена. В отличие от Мало-Куналейского массива в приконтактных частях Петровск-Забайкальского массива количество кварца не увеличивается, масштабы эндоконтактных изменений больше, чем в Мало-Куналейском.

Жильные породы представлены диорит-порфирами, гранит-порфирами, фельзит-порфирами и микрогранитами. Кислые разности преобладают над основными. Простираение жил северо-восточное, мощность их до 3 м, отмечаются как в самом массиве, так и в зоне контакта.

Диорит-порфириды — темные, мелкозернистые породы с малым числом вкрапленников и полностью раскристаллизованной основной массой. Вкрапленники, представленные плагиоклазом, зональные, с широким ядром, узкой каймой и содержат 35% анортита. Плагиоклазы в основной массе также зональны. Наблюдаются они в виде довольно крупных вытянутых лейст. Помимо плагиоклазов в основной массе много мелких чешуек биотита и зернышек обыкновенной роговой обманки. По химическому составу (см. гл. IV) диорит-порфириды занимают промежуточное положение между диоритами и трахиандезитами, т. е. отличаются повышенной щелочностью.

Для кислых жильных пород характерно наличие крупных вкрапленников кварца дипирамидального габитуса с затеками и включениями основной массы, зонального плагиоклаза, содержащего 30% анортита, и микроклина без пертитовых вростков, с включениями, подчеркивающими грани роста. Основная масса сложена преимущественно кварцем и калиевым полевым шпатом. Структура ее обычно фельзитовая, реже тонкая микропегматитовая. Часто микропегматитовые участки развиваются вокруг вкрапленников. В фельзите с очень малым количеством вкрапленников встречаются скелетные кристаллы гранатов. В основной массе более основных и лучше раскристаллизованных разностей появляются довольно крупные чешуйки биотита, иногда по ним развивается эпидот (см. табл. 8). По петрохимическим особенностям кислые жильные породы в Петровск-Забайкальском массиве принадлежат к известково-щелочному ряду.

Помимо Нижне-Тарбагатайского и Петровск-Забайкальского массивов, в пределах Удино-Витимской зоны, с меньшей степенью детальности, нами изучены Куналейский и Харитоновский массивы куналейского комплекса, а также посещены массивы щелочных сиенитов в бассейне рек Хурая и Мойсы.

Куналейский массив

Куналейский массив расположен в среднем течении р. Куналейка, к востоку от с. Большой Куналей и приурочен к стыку Цаган-Дабанского горста и Тугнуйской впадины. Массив имеет форму штока, несколько вытянутого в северо-восточном направлении. Его площадь 60 км². Вмещающими породами являются кислые эффузивы цаган-хунтейской свиты и гранитоиды палеозоя, представленные биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами и сиенитами. Контакты с вмещающими породами интрузивные. В составе массива выделяются главная интрузивная фация, сложенная преимущественно крупнозернистыми, равнозернистыми кварцевыми щелочными сиенитами и грапосиенитами, и мелкозернистая фация эндоконтакта. Дайки приурочены к массиву двух типов: щелочной и известково-щелочной линий. Породы главной интрузивной фации отличаются лейкократовостью и постоянством содержания основных породообразующих минералов, таких как калинатровый полевой шпат и амфибол (табл. 9). Для них характерен агпаитовый порядок кристаллизации и высокое содержание натрия в калинатровых полевых шпатах. В последних иногда видна зональность, которая четко проявлена в западной, близкой к контакту части массива. Определение валового состава микропертитов по диаграмме Кюльмара при рентгеновских исследованиях дало средний состав калинатровых полевых шпатов в породах главной интрузивной фазы массива, равный $Or_{35}Ab_{65}$ при колебаниях $Or_{25}Ab_{75}$ — $Or_{40}Ab_{60}$. Степень упорядоченности их довольно низкая, от $\Delta=0,375$ до $\Delta=0,625$. Состав и степень упорядоченности калинатровых полевых шпатов из пород Куналейского массива близки к составу калинатровых полевых шпатов других массивов одноименного комплекса (см. гл. III).

Количественно-минеральный состав пород Куналейского массива, об. %

Минерал	Щелочной сиенит				Щелочной гранит	Дайка	
	\bar{x}	s^2	s	CV		Д-1188	Д-1200 _а
Микропертит	93,9	5,030	4,280	4,6	77,7	86,2	92,2
Плагиоклаз	0,3	0,460	0,670	223,0	—	6,3	2,4
Кварц	2,6	3,310	1,930	74,0	21,2	0,6	2,7
Биотит	0,4	0,220	0,470	117,0	0,1	1,8	0,5
Амфибол	2,0	0,980	0,990	49,5	0,4	3,7	0,4
Эгирин	0,1	0,170	0,410	410,0	—	—	0,1
Моноклинный пи- роксен	0,1	0,080	0,280	280,0	—	0,5	—
Гиперстен	Ед. зн.	—	—	88,0	—	Ед. зн.	—
Рудные	0,5	0,200	0,440	—	0,5	0,9	0,5
Сфен	0,1	0,025	0,158	158,0	0,1	Ед. зн.	0,1
Апатит	Ед. зн.	—	—	—	Ед. зн.	»	0,1
Циркон	»	—	—	—	»	»	Ед. зн.
Ортит	»	—	—	—	—	—	—
Прочие	—	—	—	—	—	—	1,0
Количество шли- фов и их пло- щадь	$\frac{15}{88}$	—	—	—	$\frac{2}{6,25}$	$\frac{1}{5}$	$\frac{7,5}{7,5}$

Примечания: 1. \bar{x} — среднее арифметическое; s^2 — квадратичное отклонение; s — дисперсия; CV — коэффициент вариации. 2. В числителе — количество шлифов; в знаменателе — их площадь в см².

В породах главной интрузивной фазы всегда присутствует кварц, однако содержание его не постоянно. В крупнозернистых щелочных кварцевых сиенитах центральной части массива (см. табл. 9) кварца немного и он приурочен исключительно к интерстициям крупных зерен каликатровых полевых шпатов. На юго-западе, ближе к краевой части массива, количество кварца увеличивается до 10—15% и более; он изредка образует пегматондные сростания с микропертитом, приближаясь по составу к щелочным гранитам. Темноцветные и аксессуарные минералы, так же как и кварц, приурочены к интерстициям зерен каликатровых полевых шпатов. Среди темноцветных минералов отмечены амфиболы, наиболее распространенные, биотиты и пироксены. По времени образования, оптическим свойствам и составу среди амфиболов выделяется ряд разновидностей: 1) очень светлоокрашенные амфиболы, слагающие центральные части крупных кристаллов; $Ng = 1,661$, $Np = 1,647$, $cNg = 26^\circ$, $2V = -66^\circ$. Они богаты магнием и кальцием и бедны алюминием. Натрия в них также относительно немного (см. гл. III). Плеохроизм слабый, в зеленовато-бурых тонах. Наблюдается дисперсия погасания; 2) серо-голубые амфиболы, плеохроирующие от серо-голубых по Ng до зеленовато-голубого по Np ; $Ng = 1,668 \pm 0,003$. Дисперсия погасания более сильная, чем в амфиболах первого типа; 3) синие амфиболы с очень сильной дисперсией погасания: $Ng = 1,674$, $Np = 1,661$, $cNp = 16^\circ$; A_{Ng} — серо-синий с зеленоватым оттенком, A_{Np} — темно-синий, A_{Np} — темный, зеленовато-синий. По оптическим свойствам и составу (см. гл. III) они близки к минералам группы арфведсонита.

Синие и голубые амфиболы слагают периферические части зерен и часто замещают светлоокрашенные амфиболы по трещинам, благодаря чему отдельные кристаллы имеют пятнистую окраску. В ряде случаев видно, что бурые светлоокрашенные амфиболы замещаются голубыми, а последние — синими. Биотит присутствует постоянно, но в меньших количествах, чем амфиболы. Он красновато-бурый, доволь-

но темный, показатели преломления его колеблются в сравнительно небольших пределах от $Nm=1,662\pm 0,003$ до $Nm=1,666$. Биотиты довольно свежие, однако по трещинам наблюдаются осветленные участки, в которых видны мелкие иголки рутила и кристаллики рудного минерала, по форме относящиеся к ильмениту. Из пироксенов наиболее обычен эгирин. Он травяно-зеленый, плеохроирующий до буровато-зеленого; $Ng=1,792$, $Np=1,755$, $cNp=8^\circ$. По оптическим данным эгирин содержит около 60% эгириновой молекулы (Трегер, 1968). Наряду с эгирином в кварцевых щелочных сиенитах встречаются и авгиты. Они обычно находятся внутри крупных зерен амфиболов. Щелочные кварцевые сиениты богаты акцессорными минералами — магнетитом, сфеном, цирконом. Кристаллы сфена и магнетита в ряде случаев сопоставимы по величине с зернами темноцветных минералов. Иногда встречаются отдельные крупные кристаллы циркона, аналогичные циркону щелочных кварцевых сиенитов Мало-Куналейского массива. Из вторичных процессов, помимо арфведсонизации амфиболов, развита альбитизация. Альбит развивается по полевым шпатам и в интерстициях калинатровых полевых шпатов.

В приконтактной юго-западной части массива отмечены светло-серые щелочные граниты. Среди них встречаются мелко- и среднезернистые разновидности с аллотриоморфнозернистой, участками микропегматитовой структурой. Состоят они из калинатровых полевых шпатов, кварца, рибекита и лепидомелана. При отсутствии последнего в небольшом количестве появляется эгирин. Рибекит встречается в виде довольно крупных зерен и реже небольших розеток. Плеохроизм интенсивный; по Np — цвета берлинской лазури, Nm — индигово-синий, Ng — желтовато-зеленый; $cNp=14^\circ$, $Ng-Np=0,010$; дисперсия погасания очень сильная. Лепидомелан зеленовато-бурый, плеохроирующий до черного. Из акцессорных минералов много рудных, флюорита, сфена. Соотношение между крупнозернистыми щелочными кварцевыми сиенитами и щелочными гранитами выяснено.

Жильная серия пород, приуроченных к массиву, разнообразна. Среди даек, прорывающих крупнозернистые щелочные кварцевые сиениты главной интрузивной фации, имеются габбро-диабазы, монзониты, щелочные сиениты, сельвсбергиты, грорудиты и граносиенит-порфиры. Среди даек, сложенных более основными породами, отмечаются габбро-диабазы и монзониты. Габбро-диабазы обладают офитовой структурой и состоят из бурого амфибола и основного плагиоклаза. В монзонитах среди темноцветных минералов наряду с бурыми амфиболами имеются моноклинные пироксены, а в калишпате много калишпата. Из акцессорных минералов широко распространены рудные и апатит. Все породы данной группы сильно изменены. По бурым амфиболам развиваются зеленые и голубые. Плагиоклазы сосюритизированы и серицитизированы, калишпат пелитизирован, много хлорита и эпидота.

Сельвсбергиты образуют дайки мощностью до 15 м. Структура породы порфировая. Вкрапленники представлены калинатровыми полевыми шпатами. Основная масса сложена калинатровым полевым шпатом, мелкими кристалликами голубого щелочного амфибола и в незначительном количестве флогопитом и кварцем. В грорудитах в качестве вкрапленников выделяются калинатровые полевые шпаты и кварц, в основной массе — калинатровые полевые шпаты, кварц, иголки эгирина и немного голубого щелочного амфибола. Щелочные сиениты — мелкозернистые, равномернозернистые породы, состоящие из микропергита, амфиболов и небольшого количества кварца. Амфиболы зеленые, плеохроирующие до желто-зеленого. Дисперсия погасания резкая: $2V=-52^\circ$, $cNg=20^\circ$. Координаты спайности (110), $Ng=65$, $Nm=60$, $Np=35$. Судя по ориентировке оптической индикатри-

сы и оптическим свойствам, амфиболы относятся к группе катафорита (Соболев, 1954, с. 239). Зеленые амфиболы по краям зерен часто замещены синими. В отдельных зернах зеленых амфиболов сохранились остатки бесцветного моноклинового пироксена с $cNg=45^\circ$. Среди акцессорных минералов имеются рудные, апатит и циркон.

Наряду с дайками, сложенными щелочными породами, имеются дайки гранодиорит-порфиоров с порфировой структурой. Во вкраплениях калиевый полевой шпат, реже плагиоклаз № 35 и бурый биотит. Основная масса сложена плагиоклазом, калишпатом, кварцем, рудными и биотитом; ее структура полнокристаллическая, мелкозернистая. Преобладает плагиоклаз, кварца немного и приурочен он к интрузивным зернам полевых шпатов.

Таким образом, и в Куналейском массиве, как и в описанных выше массивах куналейского комплекса, наряду с дайками щелочных пород имеются дайки гранитоидов известково-щелочного ряда.

Щелочные гранитоиды бассейна рек Хурай и Мойса по составу и характеру породообразующих минералов близки к щелочным породам описанных выше массивов. Они сложены щелочными кварцевыми сиенитами, в составе которых преобладает микропертит, и практически лишены плагиоклазов более основных, чем альбит. Темноцветные минералы преимущественно представлены амфиболами, среди которых имеется ряд разновидностей, аналогичных амфиболам из других массивов куналейского комплекса (см. гл. III).

Следует отметить, что, несмотря на расположение в различных структурно-фациальных зонах и различный состав вмещающих пород, щелочные гранитоиды куналейского комплекса имеют ряд общих черт как в особенностях пород, так и в эволюции состава при формировании отдельных массивов, что свидетельствует о малой роли гибридизма. Имеющиеся различия, вероятнее всего, в значительной мере определяются глубиной формирования массивов и глубиной эрозийного среза, что будет рассмотрено в специальной главе (см. гл. VI).

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ КУНАЛЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Породообразующие и акцессорные минералы щелочных гранитоидов куналейского комплекса изучены еще совершенно недостаточно. Имеющиеся в литературе сведения ограничиваются в основном данными по распределению и оптическим свойствам минералов. Опубликованные химические анализы породообразующих минералов единичны (Фельдман, 1969; Чупров, 1970; Панина, 1972). По акцессорным минералам имеются главным образом полуколичественные определения элементов-примесей (Максимова, 1972). В то же время знание состава породообразующих и акцессорных минералов необходимо для выяснения физико-химических условий формирования пород. С этой целью в данной главе основное внимание уделено выявлению особенностей химизма и некоторых физических свойств породообразующих и акцессорных минералов.

Из породообразующих минералов нами изучены калинатовые полевые шпаты, моноклинные пироксены, амфиболы и биотит. Из акцессорных минералов наибольшее внимание уделено магнетиту и ильмениту, поскольку для выяснения условий образования пород они несут очень большую информацию.

КАЛИНАТРОВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Полевые шпаты — одна из наиболее важных групп породообразующих минералов, имеющих диагностическое значение для понимания условий образования породы. Среди мезозойских щелочных гранитоидов куналейского комплекса наибольшим развитием пользуются две группы пород — щелочные сиениты, содержащие 60—65% SiO_2 , и щелочные граниты с содержанием 70—75% SiO_2 .

В щелочных сиенитах куналейского комплекса калинатовые полевые шпаты изучены из пород Мало-Куналейского массива. В составе последнего, как было отмечено (см. гл. II), выделяются три группы пород: темно-серые щелочные сиениты I фазы; светло-серые и голубовато-серые, средне-крупнозернистые щелочные сиениты II фазы и породы жильной серии III фазы. Порядок кристаллизации минералов щелочных гранитоидов агпайтовый: первыми выделялись калинатовые полевые шпаты. Содержание их в породах составляет 75—90%. Калинатовые полевые шпаты в породах куналейского комплекса богаты натрием, имеют криптопертитовое строение и по отношению калия к натрию отвечают анортотклазам (табл. 10).

Наличие крупных порфиroidных зональных вкрапленников калинатового полевого шпата в щелочных сиенитах Мало-Куналейского массива позволило исследовать с помощью рентгеноструктурного анализа центральную и краевую части кристалла, а также калинатовые полевые шпаты из основной массы породы. В такой же последовательности удалось исследовать калинатовые полевые шпаты на барий и стронций. Этому благоприятствовало наличие резкой границы между центральной криптопертитовой частью зерна и микропертитовой каймой. В основной

Химический состав и оптические свойства щелочных полевых шпатов (анортотлазов)

Оксиды	Мало-Куна- лейский мас- сив	Петровск-Забайкаль- ский массив		Из лаур- викита (Белянкин, 1958, с. 79)	Гранд-Калдей- ра, Азорские о-ва (Тапл., 1956, с. 344)	Виктория, Австралия (Тайтл, 1956)	Из норд- маркита (Офтедаль, 1952, с. 363)
	583-66	489-70	854				
SiO ₂	66,83	66,02	—	62,43	66,97	66,24	65,90
TiO ₂	Сл.	Сл.	—	—	0,04	—	—
Al ₂ O ₃	18,81	19,06	—	22,15	18,75	19,89	19,45
Fe ₂ O ₃	0,44	0,41	—	0,44	0,88	0,08	1,03
FeO	0,16	0,10	—	—	—	0,07	—
MgO	Сл.	0,21	—	0,02	0,00	0,00	—
CaO	»	0,44	—	2,75	0,36	0,25	0,61
Na ₂ O	7,06	6,80	6,80	7,28	7,88	8,93	7,12
K ₂ O	6,48	6,58	6,15	4,59	5,39	3,95	6,20
BaO	0,01	Сл.	—	0,35	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,10	0,12	—	0,42	0,01	0,44	0,19
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,15	0,03	0,09	0,03
Li	0,02	0,02	—	—	—	—	—
Сумма	99,91	99,76	—	100,58	100,31	99,94	100,53
Or	37,84	38,96	32,3	27,7	32	23	35,4
Ab	60,29	57,67	63,7	61,87	66	76	61,6
An	—	1,97	4,0	11,46	2	1	2,4
2V	46—66°	—	—	73°	46°	47°	—
Np	1,522	—	—	1,5330	1,523	1,525	—
Nm	1,528	—	—	1,5380	1,529	1,531	—
Ng	1,529—1,530	—	—	1,5405	1,530	1,532	—

массе породы встречаются зерна, которые имеют нерезкую границу. Внешняя форма зерен калиевого полевого шпата с каймой имеет также идиоморфные ограничения, особенно в жильных разновидностях снитов. В некоторых зернах только центральная часть идиоморфна, а краевая часть каймы имеет неровные ограничения. На рентгеноструктурный анализ выделялась центральная и краевая части зерна. Порошкограммы сняты на дифрактометре УРС 50 ИМ на медном излучении. В качестве эталона использован кремний металлический.

Состав полевых шпатов определялся по межплоскостному расстоянию (201). Для определения валового состава использовано отношение интенсивностей рефлексов (201) калишпатовой и альбитовой фаз пертита. Разность расстояний между пиками (201) калишпатовой и альбитовой фаз пертита характеризует степень распада полевого шпата. Определение степени триклинности велось по формуле: $P = 12,5/d(131)^{-2}$ (131) (табл. 11). Съемку и расшифровку порошкограмм выполнила Л. М. Кривошуккая (ИГиГ СО АН СССР).

В Мало-Куналейском массиве установлено две разновидности калинатрового полевого шпата: криптопертитовые, зональные кристаллы размером до 1 см, выделяющиеся в виде вкрапленников, и калинатровые полевые шпаты основной массы породы. Соотношение размеров зерен калиевого полевого шпата различно. В отдельных разновидностях вкрапленники в несколько раз крупнее, чем зерна основной массы, в других —

Рентгеновские характеристики состава и степени триклинности калинатровых полевых шпатов Куналейского комплекса

$\bar{2}01 dA^\circ$		$2\theta(\bar{2}01)$		$\Delta 2\theta(\bar{2}01)$	$I(\bar{2}01)Kfs$	(131)		($\bar{1}\bar{3}1$)		Образец
калиевая фаза	натриевая фаза	калиевая фаза	натриевая фаза	калиевая фаза	$I(\bar{2}01)Ab+Ap$	dA°	2θ	dA°	2θ	

Мало-Куналейский массив

4,21	4,04	21,08	22,02	0,94	0,30	3,03	29,49	3,00	29,78	582 вал.
4,21	4,04	21,08	22,02	0,94	0,35	3,01	29,70	2,98	29,98	582 край
4,21	4,04	21,08	22,02	0,94	0,30	3,01	29,68	2,89	29,98	582 центр
4,21	4,04	21,08	22,02	0,94	0,64	3,03	29,48	2,97	30,07	583 вал.
4,21	4,01	21,08	22,02	0,94	0,64	3,00	29,77	2,96	30,16	583 край
4,21	4,04	21,08	22,02	0,93	0,33	3,00	29,78	2,98	29,96	583 центр
4,22	4,03	21,04	22,06	1,02	0,60	3,06	29,19	2,98	29,96	580 край
4,22	4,03	21,04	22,06	1,02	0,50	3,02	29,58	2,98	29,97	580 центр
4,23	4,03	20,97	22,06	1,12	0,70	3,04	29,40	2,97	30,06	724 вал.
4,24	4,03	20,93	22,06	1,10	0,60	3,04	29,40	2,97	30,06	244 вал.
4,24	4,03	20,93	22,06	1,07	0,50	3,04	29,36	2,97	30,06	250 »
4,24	4,03	20,96	22,06	1,13	0,70	3,03	29,50	2,97	30,10	245 »
4,24	4,03	20,95	22,06	1,13	0,70	3,03	29,50	2,97	30,10	246 »
4,23	4,03	20,98	22,02	0,98	0,44	2,98	29,88	2,98	30,00	249 »
4,23	4,03	20,96	22,05	1,09	0,53	2,98	29,98	3,94	30,44	254 »
4,23	4,03	20,96	22,05	1,09	1,30	3,09	29,47	2,97	30,11	255 »

Нижне-Тарбагатайский массив

4,22	4,04	21,03	22,01	0,99	0,67	3,04	29,36	2,97	30,10	38 вал.
4,22	4,04	21,09	22,03	1,00	0,75	3,03	29,50	2,98	30,00	39 центр
4,22	4,04	21,03	22,03	1,00	0,69	3,02	29,58	2,98	30,02	39 край
4,22	4,04	21,04	22,02	0,98	0,67	3,00	29,81	2,97	30,06	40 вал.
4,23	4,04	21,00	22,01	1,01	0,75	3,00	29,68	2,98	30,12	17 вал.
4,22	4,04	21,04	22,02	0,98	1,10	3,04	29,36	2,98	30,12	4 »
4,22	4,04	21,04	22,02	0,98	0,75	3,00	29,82	2,98	30,11	3 »
4,22	4,04	21,04	22,02	0,98	1,00	3,00	29,78	2,98	30,08	15а »
4,22	4,04	21,04	22,02	0,98	1,70	3,00	29,82	2,98	30,08	15а вал.

Массив Вороти-Иначе

4,24	4,02	20,96	22,00	1,04	0,56	3,03	—	2,77	—	731а вал.
4,29	4,02	—	22,00	—	—	3,03	—	2,97	—	731б »
4,26	4,01	—	22,06	—	—	3,03	—	2,97	—	738 »
4,23	4,01	—	22,04	1,13	—	2,98	—	2,97	—	739 »
4,24	4,03	—	21,96	1,13	—	3,04	—	2,97	—	268 »

размер вкрапленников достигает лишь нескольких миллиметров, и в этом случае порфирированность мало заметна. Вкрапленники в центральной части зерна содержат 80—85% альбитового компонента и 20—15% ортоклаза. В периферической части вкрапленников обнаруживается кайма, состоящая из грубого микропертита. Такими же грубыми микропертитамы слагается и большая часть объема щелочных сиенитов. В центральной части вкрапленников встречаются вросстки пироксена, эгирин-салита и биотита. Калинатровые полевые шпаты основной массы породы в периферии зерен иногда содержат до 30% и больше включений амфибола. Последние очень редко наблюдаются в кайме вкрапленников. Встречаются также длинные иголки зерен апатита. В эндоконтактной части массива среди полевых шпатов основной массы иногда встречается микроклин, с ясно выраженной решетчатой структурой.

По рентгенографическим данным (табл. 12) центральная часть зерен калинатрового полевого шпата из пород первой фазы Мало-

Характеристика каликатровых полевых шпатов из щелочных гранитоидов Куналейского комплекса по данным рентгеноструктурного и спектрального анализов и оптики

Порода	Образец	Зерно	$\Delta\rho$	Содержание Or, Ab	Показатели преломлений			2V'	Ba	Sr
					Np	Nm	Ng			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Мало-Куналейский массив</i>										
Темно-серые крупнозернистые щелочные сенинты с зональными калишпатами (I фаза)	582-66	Центр	0,250	Or ₁₅ Ab ₈₅	1,522	1,527	1,529	66	0,3	0,070
	»	Край	0,375	Or ₃₀ Ab ₇₀					0,1	0,030
	»	Вал. состав	0,375	Or ₁₅ Ab ₈₅					0,07	0,010
	251-66	То же	0,625	Or ₃₇ Ab ₆₃	1,521	1,526	1,528	66	0,2	0,020
Светло-серые, голубовато-серые, средние, крупнозернистые сенинты, зональные (II фаза)	583-66	Центр	0,250	Or ₂₀ Ab ₈₀	1,527	1,530	1,538	66	0,2	0,020
		Край	0,500	Or ₃₆ Ab ₆₄	1,527	1,529	1,538	76	0,03	0,010
		Вал. состав	0,750	Or ₃₀ Ab ₇₀	1,528	1,533	1,537		0,06	0,005
	580-66	Центр	0,500	Or ₃₀ Ab ₇₀	1,528	1,534	1,540	72	0,2	0,100
		Край	1,000	Or ₃₂ Ab ₆₈	1,527	1,531	1,539	66	0,03	0,01
	249-66	Вал. состав	0,875	Or ₂₀ Ab ₈₀	1,524	1,528	1,532	90	0,1	0,001
Пепельно-серые, мелкозернистые, щелочные сенинты (III фаза)	584-66	То же	0,875	Or ₂₅ Ab ₇₅					0,02	0,005
	724-70	»	0,880	Or ₄₀ Ab ₆₀					0,014	0,001
Контакт щелочного сенинта с вмещающей эффузивной толщей	244-70	»	0,880	Or ₃₅ Ab ₆₅					0,014	0,002
	245-70	»	0,750	Or ₄₀ Ab ₆₀					0,005	0,001
	246-70	»	0,750	Or ₄₀ Ab ₆₀					0,003	0,001
	250-70	»	0,880	Or ₃₀ Ab ₇₀						
Приконтактовая часть массива	254-66	»	0,500	Or ₃₀ Ab ₇₀	1,519	1,523	1,526	80	0,1	0,003
	255-66	»	0,750	Or ₆₅ Ab ₃₅						

Нижне-Тарбагатайский массив

Щелочной гранит, пегматоидный	38-66	Вал. состав	0,875	$O_{36}Ab_{64}$	1,519	1,524	1,526	66	0,03	—
	39-66	Край	0,685	$O_{40}Ab_{60}$	1,532	1,536			0,2	0,010
			0,500	$O_{40}Ab_{60}$						
Щелочной гранит	40-66	Вал. состав	0,375	$O_{40}Ab_{60}$					0,03	0,050
Приконтактовый щелочной гранит	44-66	То же	0,875	$O_{55}Ab_{45}$					0,01	0,001
Снегит среднезернистый	17-66	Вал. состав	0,500	$O_{37}Ab_{63}$	1,519	1,524	1,526	66	0,001	—
Гранит среднезернистый	15а	Вкрапленник	0,375	$O_{85}Ab_{15}$	1,519	1,522	1,524	88	0,03	—
		Вал. состав	0,375	$O_{50}Ab_{50}$						
	4	То же	0,875	$O_{53}Ab_{47}$	1,519	1,524	1,526	72	0,008	—
	3	»	0,375	$O_{50}Ab_{50}$					0,007	—

Петровск-Зибайкальский массив

Щелочной снегит, приконтактовая зона	854-70	Вал. состав	0,200—0,300	$O_{30}Ab_{70}$						
Щелочной снегит среднезернистый	638-66	То же	0,500	$O_{20}Ab_{80}$	1,528	1,524	1,535	75	0,020	0,001
	648-66	»	0,625	$O_{45}Ab_{55}$					0,010	—
	635-66	»	0,375	$O_{35}Ab_{65}$					0,010	—

Массив Вороги-Иначе

Щелочной гранит	738-70	Вал. состав	0,750	$O_{60}Ab_{40}$	Не определялись					
	739-70	То же	0,750	$O_{50}Ab_{50}$	»					
	731а-70	»	0,750	$O_{40}Ab_{60}$	»					
	731б-70	»	0,750	$O_{40}Ab_{60}$	»					

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Альбитизированный щелочной гранит	268-70	»	0,750	Ог ₅₀ Ab ₅₀	Не определялись					
<i>Ара-Билотагский массив</i>										
Эссексит горы Бильчир	И-46-68	Вал. состав.	—	Ог ₂₀ Ab ₈₀	»					
Мелкозернистый эгирниновый снейт	И-192-69	»	0,9	Ог ₇₀ Ab ₃₀	»					
Крупнозернистый щелочной снейт	И-106-69	»	0,9	Ог ₃₅ Ab ₆₅	»					
<i>Куналейский массив</i>										
Щелочной снейт	1195 Д	Вал. состав	0,375	Ог ₃₃ Ab ₆₇	»					
	1195 Да	То же	0,650	Ог ₂₅ Ab ₇₅						
	1193 Д	»	—	Ог ₂₇ Ab ₇₃	1,528	1,534	1,537	72		
	1193 Да	»	0,625	Ог ₃₄ Ab ₆₆						
	1197	»	0,625	Ог ₄₀ Ab ₆₀						
	1200	»	0,375	Ог ₄₀ Ab ₆₀						

Примечание. Рентгеноструктурные анализы выполнены в лаборатории рентгеноструктурного и инфракрасного анализов ИГиГ СО АН СССР, аналитик Л. М. Кривоуцкая. Количественные определения Ва и Sr сделаны в лаборатории спектрального анализа ИГиГ СО АН СССР, аналитик А. А. Алабина.

Куналейского массива отличается малой упорядоченностью ($\Delta\rho=0,275$). Степень упорядоченности повышается к краевой части зерна ($\Delta\rho=0,375-500$). В центре зерна содержание альбитового компонента составляет 85%, а ортоклазового — 15%; $2V=46-66^\circ$. По периферии зерна содержание ортоклазового компонента повышается до 30%; $2V=78$.

Калинатовые полевые шпаты щелочных сиенитов второй фазы Мало-Куналейского массива обнаруживают примерно такую же картину. Следует лишь отметить еще большую контрастность в степени упорядоченности центральной ($\Delta\rho=0,250$) и краевой ($\Delta\rho=0,500-0,750$) частей зерен, а также несколько более повышенное содержание в полевом шпате ортоклазовой составляющей. В центральных зонах содержится до 20% ортоклазовой молекулы, а в периферии — до 36%. Калинатовые полевые шпаты третьей фазы щелочных сиенитов не зональны и обладают еще большей упорядоченностью ($\Delta\rho=0,875-0,880$). Количество ортоклазовой составляющей в них колеблется от 25 до 40%. К составу калинатовых полевых шпатов пород третьей фазы близки калинатовые полевые шпаты пород эндоконтакта интрузии. Количество ортоклазовой молекулы в них составляет 35—40%, а степень упорядоченности $\Delta\rho=0,750-0,850$.

Анализ этих данных свидетельствует о том, что по мере кристаллизации калинатовых полевых шпатов от пород первой фазы к породам второй и третьей фаз происходит небольшое, но закономерное уменьшение содержания в них альбитовой составляющей и увеличение степени упорядоченности. Отметим также, что в этом же направлении в калинатовых полевых шпатах происходит уменьшение содержания бария и стронция (см. табл. 12.). Химические анализы калинатовых полевых шпатов при пересчете их на альбитовую и ортоклазовую составляющие дали результаты, хорошо сопоставимые с данными рентгеноструктурного анализа (табл. 13).

Измерение показателей преломления и углов оптических осей ($2V$) в калинатовых полевых шпатах показывают значительную изменчивость ориентировки индикатрисы от одного образца к другому, а иногда в разных зернах того же образца (см. табл. 12). Это можно объяснить наличием пертитов распада и связанной с этим ненадежностью замеров. Поэтому установить зависимость в изменении показателей преломления

Таблица 13

Пересчет химических анализов калинатовых полевых шпатов на компоненты

Образец	Компонент				Перерасчет на 100			Массив
	Ab	Or	An	Σ	Ab	Or	An	
244-70	52,40	39,00	0,60	92,00	57,00	42,30	0,70	Мало-Куналейский
245-70	55,60	34,50	1,10	91,20	61,00	37,80	1,20	»
246-70	54,00	37,30	1,10	92,40	58,50	40,40	1,10	»
250-70	57,70	37,30	1,10	96,10	60,10	38,80	1,10	»
724-70	57,70	36,70	0,60	95,00	60,70	38,60	0,70	»
583-66	60,29	37,84	—	98,13	61,20	38,50	0,30	»
738-70	46,10	41,20	1,10	88,40	52,30	46,20	1,50	Вороти-Иначе
854-70	62,40	31,70	3,90	98,00	63,70	32,30	4,00	Петровск-Забайкальский
489-70	57,67	38,96	1,97	98,60	59,50	40,10	0,40	»
106-69	54,00	41,18	5,01	100,19	54,00	41,18	4,82	Ара-Билютайский
734-70	50,86	36,17	2,50	89,53	56,70	40,30	3,00	Вороти-Иначе

Примечание. Пересчет произведен на основании определения в калинатовых полевых шпатах щелочей и кальция.

и $2V$ от содержания альбитового компонента в щелочных полевых шпатах нам не удалось. В отдельных образцах угол $2V$ нами был вычислен по формуле Малляра $\sin Vg = \sqrt{\frac{Nm - Np}{Ng - Np}}$ (Соболев, 1954).

Крупные зональные кристаллы калинатровых полевых шпатов, имеющие очень тонкие пертиты распада, по рентгенографическим данным, обнаруживают моноклинную сингонию и резкое преобладание натрия ($\Delta\rho=0,250$). Существование при высоких температурах моноклинного натриевого полевого шпата давно предполагалось Н. Л. Боуэном и Н. Ф. Таттлом (1952) на основании непрерывного ряда твердых растворов между натриевым полевым шпатом и моноклинным высокотемпературным калиевым полевым шпатом. Ими было показано, что при 900°C под давлением водяного пара в 300 кг/см^2 натриевый и калиевый полевые шпаты легко кристаллизуются из стекол соответствующего состава. Для «сухих» расплавов Боуэном и Таттлом (1952) получены три состава с 60, 65 и 70% натриевого полевого шпата, которые все в пределах ошибок опыта плавятся при 1063° , поэтому за минимум плавкости принимается промежуточное значение — 65% Аб и 35% Ог. При давлении водяного пара в 1000 кг/см^2 температурный минимум 843°C отвечает составу 70% $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (рис. 6).

Ни один из составов щелочных полевых шпатов Мало-Куналейского массива не переходит границы минимума плавкости, а составы, полученные для центральных частей порфировидных вкрапленников (80—85% альбитового компонента), смещаются вправо от минимума. Следовательно, образование вкрапленников калинатрового полевого шпата Мало-Куналейского массива щелочных сиенитов начиналось при температуре, превышающей указанный минимум, т. е. выше 900°C и при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ кг/см}^2$. Напомним, что Горансоном (1938, с. 82) было получено 5,8% содержания воды в альбитовом расплаве при 910° и давлении 1007 бар, а Боуэном и Таттлом при аналогичных условиях — 5,6% воды. Однако они считали, что эта величина занижена, так как навеска содержала небольшое количество кристаллов. По расчетам В. С. Соболева, содержание воды в эффузивах 1—2%. Поэтому мы можем предполагать, что центральная часть зональных вкрапленников щелочных сиенитов первой фазы массива могла кристаллизоваться при температуре выше 900° в относительно «сухой» магме в интрателлурическую стадию.

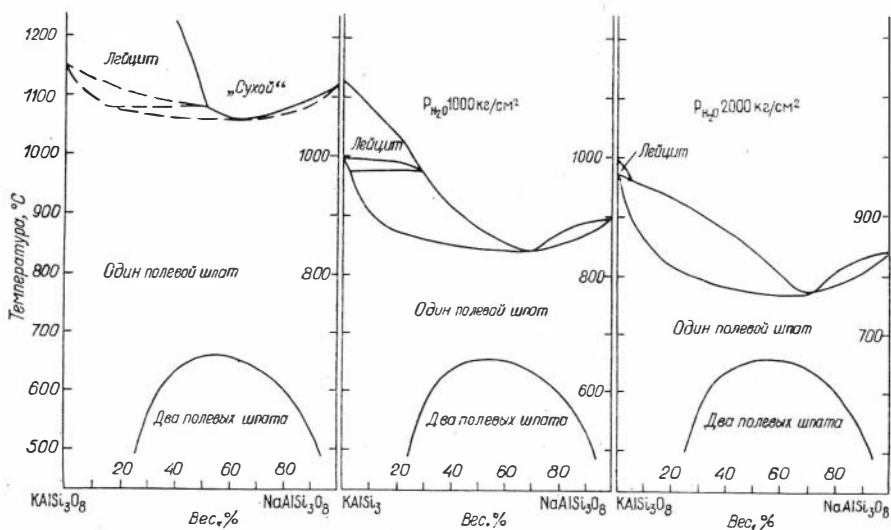


Рис. 6. Изобарические диаграммы равновесия для щелочных полевых шпатов в сухих расплавах при 1000 и 2000 кг/см^2 (давления воды по данным Боуэна и Таттла, 1952).

Необходимо отметить совпадение рентгенографических снимков щелочных полевых шпатов Мало-Куналейского массива с дифракционными снимками для щелочных полевых шпатов, закристаллизованных при 900°C и 300 кг/см² давления водяных паров (Боуэн, Таттл, 1952; рис. 7). Наилучшие результаты сходности дают образцы калинатровых полевых шпатов состава 60% альбитового компонента и 40% ортоклазового.

Предпринятые нами попытки установления температуры кристаллизации калинатровых полевых шпатов термобарометрическими методами не увенчались успехом из-за отсутствия в последних газожидких включений. Однако эти включения были установлены в породообразующем кварце, который присутствует в составе щелочных сиенитов в количестве до 3% (табл. 14). Обнаруженные газожидкие включения имеют форму неправильного треугольника. Содержание включений имеет вид буроватых железистых разводов и только при температуре 600°C четко обнаруживается газовый пузырек, и содержимое включений становится прозрачным. При 700°C газовый пузырек передвигается в вершину треугольника и при 890°C исчезает, растворяясь в расплаве-растворе. Учитывая, что кварц всегда выделяется позже калинатровых полевых шпатов, полученные температуры свидетельствуют о том, что кристаллизация калинатровых полевых шпатов начиналась при более высоких температурах.

При сравнении состава щелочных полевых шпатов Мало-Куналейского массива, особенно зональных полевых шпатов первой фазы массива, содержащих до 80% альбитового компонента и состоящих из криптопертитов распада, с составом полевых шпатов, приведенных в литературе (Белянкин, 1958; Таттл, 1956; Офтедаль, 1952; см. табл. 10), видно, что такого же состава как изученные нами, калинатровые полевые шпаты относятся к глубинным, высокотемпературным образованиям. Но щелочные сиениты Мало-Куналейского массива прорывают отложения вулканогенной цаган-хунтейской свиты мощностью 6—8 км и в силу этого камера становления массива не могла быть на большой глубине. В контакте массива с вмещающими породами имеются мусковит-андалузитовые роговики, которые, по А. Н. Заварицкому и В. С. Соболеву (1961), образуются при температурах до 700—800°C и небольших давлениях, измеряемых лишь сотнями атмосфер.

Учитывая изложенные данные, можно предполагать, что кристаллизация калинатровых полевых шпатов начиналась в интрателлурическую стадию, при температуре порядка 900°C и давлении P_{H_2O} в расплаве ниже 1000 атм. Состав их был существенно натровый и в процессе кристаллизации количество натрия уменьшалось.

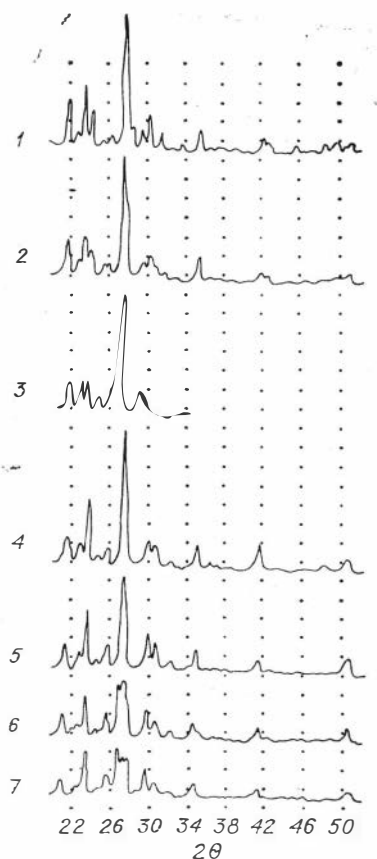


Рис. 7. Сравнение дифракционных снимков щелочных полевых шпатов, закристаллизованных при 900° и 300 кг/см² давления водяных паров (Боуэн, Таттл, 1952, с. 138), с природными полевыми шпатами куналейского комплекса.

1, 2 — калинатровые полевые шпаты состава $Ab_{80}Or_{20}$; 3 — калинатровые полевые шпаты куналейского комплекса состава $Ab_{70-60}Or_{30-10}$; 4 — калинатровые полевые шпаты состава $Ab_{60}Or_{40}$; 5 — полевые шпаты состава $Ab_{40}Or_{60}$; 6, 7 — калиевый полевой шпат $Ab_{20}Or_{80}$.

Температура гомогенизации газовой-жидких включений в щелочных гранитоидах куналейского комплекса

Порода	Образец	Минерал	T, °C	Отношение газа к жидкости			Агрегатное состояние
				газ	жид- кость	твёрд.	
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Мало-Куналейский массив</i>							
Щелочной сениит, альбитизированный	706-70	Кварц	180, 200	10—15	90—85		Жидкое
	710-70	»	300, 320, 370, 380	20—30	80—70		Жидкое
	711-70	»	410 370, 760	50—60 30—35	50—40 70—75		Газовое Жидкое
Щелочной сениит (III фаза)	720-70	»	270, 280, 370 890	15—20 10—15	85—80		» Расплав
<i>Нижне-Тарбагатайский массив</i>							
Щелочной гранит	37-66		190, 350, 370, 410 450, 470, 570, 670?, 300, 450 (газовое)	30	70		Жидкое
Щелочной пегматоидный гранит	38-66		370, 380, 280	20—25	80—75		»
			410, 430, 460 460, 800	35 45	65 55		» Газовое
	39		670, 770, 780, 880 880 370, 350, 380, 330	40 40—50	60 60—50		Жидкое Расплав Жидкое и газо- вое
			700, 850 1030?	60—65	40—35		Аномальное
Щелочной гранит мелкозернистый	43		370 350	40—45	60—55		Газовое Жидкое
	44		270, 330, 370, 450	40—45 25—30	60—55 75—70		»
Щелочной гранит, приконтактный	47		390, 430, 430, 610				» Газовое
Альбитизированный сениит	17-66	Кварц	370, 520, 570, 470 270, 350, 360	50 30	50 70		» Жидкое
	16-66	Полевой шпат Кварц	120, 180 320, 430			25—30	75—70 »
Мелкозернистый сениит, альбитизированный	8-66		270, 290, 320, 370, 470	15—30	85—70		»
	6-66	Кварц	290, 300, 330, 370, 450	25—30	75—70		Газовое
	4-66		300, 330, 370 250, 290, 350, 400, 420, 470, 420, 430	20—25 15—20	80—75 85—80		Жидкое » Газовое
<i>Массив Вороти-Иначе</i>							
Щелочной гранит	731a-70	Кварц	170, 270	25	85		Жидкое
			490	30	70		»
			890	30	45	25	
Щелочной сениит с эгрином	734-70	»	250, 280	30	65	15	
Щелочной гранит мелкозернистый, лейкократовый	738-70	»	610	30—35	70—65		Газовое
			690	30—35	70—65		Жидкое

1	2	3	4	5	6	7	8
Щелочной гранит мелкозернистый	739-70	»	350, 470, 560, 430, 530, 720	25	45	30	»
	740-70	»	820, 850, 880	»	45	30	»
	742-70	»	290, 450, 610, 650 800, 900	30 25	40 40	30 35	»
Щелочной гранит	258-70	»	370, 410, 470, 490, 510, 570	15	40	45	»
Альбитизирован- ный щелочной гранит с эгири- ном	268-70	»	270, 570, 670, 730	15—20	80—85		»

Каликатровые полевые шпаты второй группы щелочных гранитоидов куналейского комплекса изучены на примере Нижне-Тарбагатайского массива и массива Вороти-Иначе.

Породы Нижне-Тарбагатайского массива по минералогическому и химическому составам близки к щелочным гранитам. Соотношение в них между калием и натрием почти одинаковое. Породы фации эндоконтакта несколько богаче SiO_2 и беднее всеми остальными окислами (см. гл. IV). Экзоконтактовая зона представлена эгиринизированными породами, еще более богатыми SiO_2 , чем породы фации эндоконтакта и также пересыщены щелочами.

Калиевые полевые шпаты изучались из пород центральной части массива, сложенной микропертитом (80%), кварцем, биотитом и щелочным амфиболом. В отдельных крупных зернах микропертита хорошо видна зональность. Центральные зерна каликатрового полевого шпата криптопертитовые, а каемки, так же как и в каликатровых полевых шпатах Мало-Куналейского массива, содержат более крупные пертиты. Калиевый полевой шпат пертитовых вростков пелитизирован, следов микроклиновой решетки не наблюдается. Центральная и краевая зоны отличаются по окраске. При изучении центральной криптопертитовой и грубопертитовой краевой части минерала с помощью рентгеноструктурного анализа были получены содержания альбитовой составляющей — 60—64% для центральной части зерна и ортоклазовой — 36—40%. Степень упорядоченности $\Delta p = 0,685$. В краевой грубопертитовой части содержание альбитовой составляющей почти не меняется, а иногда равно $\text{Ab}_{60}\text{Or}_{40}$, что отвечает эвтектике калишпат — кварц. Микроскопическое изучение породы позволяет считать, что кристаллизация каликатрового полевого шпата и кварца происходила одновременно. На основании сравнения каликатровых полевых шпатов центральной зоны Нижне-Тарбагатайского и Мало-Куналейского массивов, по всему комплексу характеристик (см. табл. 12): составу, упорядоченности, степени распада и температуре гомогенизации (о чем будет сказано ниже), первые можно считать высокотемпературными каликатровыми полевыми шпатами. По составу они отвечают анортотклазам. Содержание Ва и Sr в них составляет соответственно 0,1—0,3%, такое же, как и в малокуналейских каликатровых полевых шпатах. В отдельных зернах зональных кристаллов каликатрового полевого шпата насчитывается до 5 зон. Особенно четко проявлены они в вершине кристалла, располагаясь по зонам роста головки; выявляются благодаря различному количеству пертитов распада в отдельных зонах и небольшому сдвигу их относительно друг друга. Кроме того, на границе между отдельными зонами отмечаются тонкие каемки пертитов, а между зернами микропертита развивается мелкозернистый агрегат альбита, имеющий вид зубчатых швов. Отмечается микроклин.

К краевой части массива уменьшается крупность зерен породы, появляется порфиroidность, обусловленная наличием вкрапленников калинатрового полевого шпата. В основной массе породы увеличивается количество альбита и кварца, появляются микропегматитовые срастания мелкозернистого кварца с калишпатом и эгирин. Рентгеноструктурные данные порфиroidного калинатрового полевого шпата дают содержание альбитового компонента 45%, ортоклазового 55%, упорядоченность $\Delta r = 0,875$. В эндоконтактной части массива повышается роль калия, на что указывает состав калинатрового полевого шпата; появляется биотит. Породы секутся кварцевыми жилами.

В калинатровых полевых шпатах Нижне-Тарбагатайского массива, так же как и в калишпатах Мало-Куналейского массива, газовой-жидких включений не встречено. Последние содержатся в кварце из этих пород. В щелочных гранитоидах центральной части массива кварца содержится до 20%. Это крупные зерна, выделившиеся одновременно с калинатровым полевым шпатом. В кварце обнаружены газовой-жидкие включения и единичные расплавленные включения. Последние при нагревании дали 880°C (см. табл. 14); форма включений остроугольная, размер 0,001 мм. Газовый пузырек только при 600°C начинает растворяться, не приходя в движение. Здесь же встречаются включения, по своим свойствам отвечающие жидкости. Температура гомогенизации таких включений 770—880°C. Газовый пузырек при нагревании 300—400°C приходит в движение, свободно передвигается в вакуоли и при 770—880°C исчезает — гомогенизация в жидкость.

Встречаются и аномальные включения, температура гомогенизации которых 1030°C. В кварце гранитов эндо- и экзоконтактной зон, где в сильной степени развиты процессы микроклинизации, эгиринизации, альбитизации, образование нового биотита, окварцевание, выделение пирохлора, изучены газовой-жидкие включения с температурой гомогенизации порядка 450—570°C — гомогенизация в газ. Встречаются и более низкотемпературные газовой-жидкие включения: температура гомогенизации 300, 370, 410, 430°C — гомогенизация в жидкость. Эти температуры (Вартанова, Щербакова, 1971) соответствуют перечисленным выше процессам. В пирохлоре температура гомогенизации 280—300°C — гомогенизация в жидкость.

Породы массива Вороти-Иначе также относятся к щелочным гранитам куналейского комплекса. Минеральный состав пород выдерживается во всем массиве, но количественные содержания и размеры минералов в породе варьируют. В центральной части массива преобладают лейкократовые кварцевые снениты с порфиroidными выделениями полевых шпатов, граноснениты и граниты. Полевые шпаты массивов Вороти-Иначе и Мало-Куналейского микроскопически весьма сходны: в равной степени обнаруживают зональность, тонкие пертиты распада, иногда микропертиты с пертитовыми вростками сегрегационного типа. Полевые шпаты, по рентгенографическим данным, в сненитовых разностях содержат 60% альбитового компонента и 40% ортоклазового. В породах, в которых увеличивается содержание кварца от 6% до 30%, полевые шпаты содержат 40—50% альбитового компонента и 50—60% ортоклазового, появляется микроклин, отдельные кристаллы полевого шпата обрастают мелкими зернами альбита или в виде тонких жилков секутся ими. Определение рентгенографическим методом содержания альбитового и ортоклазового компонентов затруднено присутствием большого количества мелкой сыпи кварца, достигающего иногда, по данным химического анализа, 7—8 вес. % (табл. 15).

При изучении газовой-жидких включений, присутствующих в минералах главным образом в кварцах щелочных гранитоидов, выявлено их большое разнообразие. Включения, содержащиеся в кварцах лейкократовых кварцевых сненитов центральной части массива, имеют тем-

Химические анализы полевых шпатов, вес. %

Оксиды	733-70	738-70	583-66	489-70
SiO ₂	68,65	66,74	66,83	66,02
Al ₂ O ₃	16,92	17,61	18,81	19,06
FeO	0,22	1,79	0,16	0,10
Fe ₂ O ₃	0,92	0,27	0,44	0,41
TiO ₂	Сл.	0,17	Сл.	Сл.
CaO	0,47	0,24	»	0,44
MgO	0,16	Не обн.	»	0,21
MnO	Сл.	0,039	»	Сл.
P ₂ O ₅	0,02	0,057	0,02	0,03
K ₂ O	6,08	7,00	6,48	6,58
Na ₂ O	6,04	5,45	7,06	6,80
Li ₂ O	0,02	0,025	0,02	0,02
BaO	0,10	—	0,01	Сл.
H ₂ O	0,12	0,12	0,10	0,12
П. п. п.	0,24	0,72	0,04	0,16
Сумма . . .	100,16	100,231	99,97	99,95

Примечание. 734-70, 738-70 — щелочные граниты массива Вороти-Иначе; 583-66 — щелочные сиениты Мало-Куналейского массива; 489-70 — щелочные сиениты Петровск-Забайкальского массива. Анализы выполнены аналитиком Э. С. Гулецкой (ИГИГ СО АН СССР).

пературу гомогенизации 890°C, содержат твердую фазу, газ и жидкость. При нагревании включений твердая фаза при 280°C растворяется, газовая фаза после 600°C уменьшается в размерах, начинает заметно перемещаться и при 890°C исчезает. Твердая фаза при комнатной температуре не видна и только при нагреве до 100—150° становится заметной. Таких включений много, есть и крупные — до 0,001 мм. В мелких включениях очень плохо видна картина гомогенизации, а крупные в большинстве растрескиваются при нагревании.

Другая разновидность включений встречается в породах, обогащенных кварцем, в так называемых щелочных гранитах. Включения по морфологии и агрегатному состоянию похожи на вышеописанные, но температура гомогенизации ниже. Их также трудно доводить до гомогенизации, так как многие включения при 580—600°C растрескиваются. В большом количестве встречаются включения, которые дают температуру гомогенизации 430—470°C. Эти включения содержат твердую фазу, газ и жидкость. Твердая фаза растворяется при 470°C, а газовый пузырек исчезает при 170°C. В других включениях твердая фаза растворяется при 350—430°C, а газовый пузырек исчезает при температуре, равной 270—370°C. Эти включения по форме и размерам отличаются от предыдущих.

В породах, где отмечены подобные включения, в шлифах наблюдаются пегматоидные обособления или очень редко как бы зачатки микропегматита. Калинатовый полевой шпат, по сравнению с щелочными сиенитами, обогащается калием, содержание последнего, по рентгеноструктурным данным, увеличивается — $\text{Or}_{60}\text{Ab}_{40}$. Наряду с кристаллофлюидными включениями присутствуют и газовые. Содержание газа во включении 20—25%, остальное — жидкость; температура гомогенизации 610—660°C — гомогенизация в газ.

Встречается еще одна разновидность кристаллофлюидных включений размером до 0,01 мм. Эти включения переполнены твердой фазой

и газом. Газовый пузырек обычно имеет неправильную форму, прижат к стенке вакуоли твердой фазой. Твердая фаза также неправильной формы, в виде асимметричных фигур. В одном включении можно получить две-три различные температуры гомогенизации твердой фазы: 270°C и 670°C, а газовый пузырек исчезает при 880°C.

В образцах из северной части массива, где проявлена альбитизация пород, газовой-жидкие включения имеют форму кубика или приближаются к этой форме. Содержимое включения — твердая фаза, жидкость и 10% газа, иногда газ совсем отсутствует. Температура гомогенизации таких включений 370—550°C — гомогенизация в жидкость. Первым растворяется газовая фаза, а затем твердая. В контакте с кислыми разновидностями гранитоидов бичурского комплекса в юго-восточной части массива, в зоне альбитизированных пород, встречаются газовой-жидкие включения, содержащие до 20% газовой фазы. Температура гомогенизации таких включений 570—670°C — гомогенизация в жидкость.

По температурам гомогенизации, по поведению газовой и твердой фаз при нагреве можно сказать, что степень заполнения включений выше критической и растворы были близки по свойствам к жидкости при любых температурах. Только в единичных случаях степень заполнения ниже критической, и растворы, вероятно, имели газообразные свойства.

По замерам давлений во флюидных включениях, с использованием диаграммы Клевцова и Леммлейна, для 30%-ного раствора NaCl в воде получены приблизительные данные по давлению, которое существовало во флюиде в момент захвата. Включения можно отнести к первичным, так как размещение их не контролируется трещинами. Во флюидных включениях, изученных в лейкократовых сиенитах, давление во включениях при температуре гомогенизации газа 170°C и твердой фазы 280°C получается равным 2800 атм (табл. 16). Во включениях, встреченных в щелочных гранитах по пади Кузьмина, в которых газовая фаза исчезает при 170, 270 и 390°C и твердая фаза растворяется при температурах 470, 350, 610, 650 и 430°C, давление составляет 4300, 1000, 4300, 4700 и 400 атм. Включения из кварцев щелочных пород в северной части массива, у которых температура исчезновения газовой фазы равна соответственно 170, 350, 270, 190 и 270°C, а твердой — 430, 470, 550, 370, 310 и 510°C, дают давление равное 1500, 2200, 1750, 2750 и 3000 бар.

Таблица 16

Давления, вычисленные по разности температур гомогенизации газовой (T_1) и твердой (T_2) фаз газовой-жидких включений в кварце

Образец	Порода	$T_1, ^\circ\text{C}$	$T_2, ^\circ\text{C}$	$T_1 - T_2, ^\circ\text{C}$	P, атм	Число замеров d
734-70	Щелочной сиенит с эгирином	170	280	150	2800	2
739-70	Щелочной гранит мелкозернистый (падь Кузьмина)	170	470	300	4300	~20
	То же	270	350	80	1000	5
740-70	Щелочной гранит мелкозернистый	430	430			1
	То же	800	820			1
742-70	Щелочной гранит мелкозернистый, лейкократовый	270	610	340	4300	2
	То же	270	650	380	4700	3
	»	370	800	430	2500	1
258-70	Щелочной гранит северной части массива	170	430	260	4750	2
	То же	350	470	120	1500	1
	»	350	550	200	2250	3
	»	270	370	100	1750	2
	»	190	310	120	2750	10
	»	270	510	240	3000	30

Такое богатство включений в массиве Вороти-Иначе можно объяснить скоплением флюидной фазы в апикальной части массива, отделившейся от щелочной магмы и производящей автотеметаморфизм в эндо-контактных частях и во вмещающей толще.

ПИРОКСЕНЫ

Среди темноцветных минералов щелочных гранитоидов изученных нами массивов пироксены встречаются часто, но по отношению к амфиболам играют подчиненную роль. Представлены они моноклинными разновидностями. В тонких срезах среди пироксенов встречаются светлые, почти бесцветные с фиолетовым и зеленым оттенками, темно-зеленые и зеленые с бурым оттенком. Светлоокрашенные пироксены принадлежат к диопсид — геденбергитовому ряду и имеют ограниченное распространение. Они встречаются в виде мелких, короткостолбчатых кристаллов внутри зерен калинатровых полевых шпатов, а также в виде более крупных зерен, окруженных каймой зеленовато-бурого амфибола. Иногда в пироксенах наблюдается ясно выраженная зональность: центральная часть зерен бесцветная, а краевая зеленая, сложенная эгирином.

По времени образования пироксены диопсид — геденбергитового ряда наиболее ранние. Более распространены среди щелочных гранитоидов изученного комплекса зеленые пироксены ряда эгиринов — геденбергита. Чаще всего они ассоциируют с голубыми амфиболами группы арфведсонита или рибекита и акцессорными минералами, и сравнительно редко являются единственными темноцветными минералами в породе. Приурочен эгирин к интерстициям зерен калинатровых полевых шпатов, а в случае порфирированной структуры породы к основной массе, т. е. образование их происходило в поздние стадии формирования породы. В отдельных случаях крупные кристаллы эгирина несут явные следы постмагматического происхождения, развиваясь в альбитизированных зонах. Чаще всего эгирины встречаются в кварцсодержащих породах и породах, богатых кварцем.

По окраске и степени плеохроизма эгирины разнообразны: от густоокрашенных, травяно-зеленых, плеохроирующих до желтовато-зеленого цвета, желтовато-зеленых, слабо плеохроирующих в тех же тонах, ярко-зеленых, довольно светлых, слабо плеохроирующих от синевато-зеленых до желтовато-зеленых тонов, и наконец, светло-зеленых с буроватым оттенком, слабо плеохроирующих в бурых тонах. В толстых шлифах в эгиринах иногда наблюдается четко выраженная зональность, подчеркиваемая окраской вдоль граней роста. Краевые части кристаллов, как правило, окрашены в более темные зеленые тона, чем центральная часть, но встречается и перемежающаяся зональность с чередованием более яркоокрашенных и светлых зон. Отмечено, что светлоокрашенные эгирины чаще приурочены к измененным альбитизированным породам (табл. 17).

Для характеристики состава пироксенов мы располагаем шестью химическими анализами, полученными с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 фирмы «Сатеса» в прозрачных шлифах (табл. 18, 19). Поскольку с помощью микроанализатора определяется только суммарное железо, а в пироксенах существенную роль играет соотношение между двух- и трехвалентным железом, нами сделана попытка рассчитать железо по валентности. Для этого в шлифы, специально приготовленные для микроанализатора, помещались образцы пироксенов, для которых имелись полные химические анализы. Как правило химические и рентгеноспектральные анализы давали хорошую сходимость.

Физические свойства пироксенов из щелочных гранитоидов куналейского комплекса

Массив и порода	Образец	N_g	N_p	cN_p	$2V$	Уд. вес	Окраска в шлифе и плеохроизм
Мало-Куналейский: щелочной сиенит	582-66	1,726	1,690	40	+62		Светло-зеленый, поч- ти бесцветный
То же	251-66	1,720	1,687	52	+68		То же
Ара-Билютайский, ще- лочной сиенит	192-69			14	-80	3,530	N_p — темно-зеленый
То же	194-69	1,792	1,750	8	-80	3,534	»
Куналейский, щелоч- ной сиенит	Д-1197	1,792	1,755	8	-80		N_g — зеленовато-бу- рый
Нижне-Тарбагатай- ский: щелочной гра- нит	17-66	1,800	1,754	0	-83	3,492	Травяно-зеленый, с бурым оттенком
То же	47-66	1,807	1,760	8		3,722	Плеохроизм слабый
»	4-66	1,808	1,760	0			»

Таблица 18

Химический состав пироксенов из гранитоидов куналейского комплекса, вес. %

Окислы	582-66	4-66	17-66	47-66	192-69	194-69
SiO_2	45,50	51,60	51,75	51,70	51,05	50,60
TiO_2	5,30	1,03	0,82	0,60	0,62	0,38
Al_2O_3	0,63	0,19	0,42	0,66	0,45	1,21
Fe_2O_3	6,40	29,98	25,49	29,87	17,20	25,63
FeO	15,04	1,48	2,88	1,29	7,80	3,86
MnO	1,17	0,59	1,05	1,03	1,62	0,78
MgO	6,48	0,36	1,84	Не обн.	2,31	0,59
CaO	15,36	1,89	4,15	2,36	10,87	5,97
Na_2O	2,18	11,37	10,17	11,20	6,80	10,13
K_2O	0,35	0,20	0,18	0,16	0,12	0,10
Li_2O	0,05	0,07	0,08	0,09	0,08	0,09
Cr_2O_3	0,02	0,004	0,02	0,01	Не обн.	0,01
V_2O_5	0,04	0,10	0,11	0,08	0,11	0,04
H_2O	0,20	0,10	0,20	0,05	0,25	0,12
П. п. п.	1,60	0,95	0,87	1,10	1,10	0,50
Сумма . . .	100,32	99,91	100,03	100,20	100,38	100,01

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР; аналитик Э. С. Гулцкая. 582-66 — эгирин-саинт из щелочного сиенита Мало-Куналейского массива; 4-66, 17-66, 47-66 — эгирины из щелочных гранитов Нижне-Тарбагатайского массива; 192-69 — эгирин-саинт из щелочного сиенита Ара-Билютайского массива; 194-69 — эгирин из пегматита того же массива.

По данным химического анализа вычислялся переводный коэффициент и с его помощью — доля двухвалентного железа в суммарном железе пироксенов, близких по оптическим свойствам и соотношению остальных окислов к эталонному. Остаток железа переводился в трехвалентное обычным способом (умножением на 1,1113). В случае, если пироксены, анализируемые с помощью микроанализатора, не имели аналогов среди пироксенов изученных массивов, для которых имелись химические анализы, нами использовалась справочная литература. Из нее подбирались анализы пироксенов, близкие к нашим по содержанию остальных окислов, оптике и парагенезису минералов, и по ним

Химический состав пироксенов из гранитоидов куналейского комплекса по данным микрозонда, вес. %

Окислы	582-66a		582-66б		408-70		733a-70		415/AB-3		415/CD-1		415/CD-2	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	52,72	52,72	52,72	52,72	53,07	52,07	52,44	52,44	51,31	51,31	51,78	51,78	52,54	52,54
TiO ₂	0,54	0,54	0,34	0,34	0,74	0,74	0,34	0,34	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,92	0,92	0,66	0,66	2,03	2,03	0,33	0,33	0,29	0,29	0,37	0,37	0,28	0,28
FeO	9,11	—	9,27	—	7,83	—	27,46	—	30,51	—	29,24	—	28,98	—
Fe ₂ O ₃	—	2,83	—	4,12	—	1,74	—	29,48	—	30,30	—	32,49	—	32,20
FeO	—	6,56	—	5,56	—	6,26	—	1,00	—	3,24	—	—	—	—
MnO	0,96	0,96	1,23	1,23	0,62	0,62	1,41	1,41	0,35	0,35	0,42	0,42	0,40	0,40
MgO	14,66	14,66	12,67	12,67	14,75	14,75	0,88	0,88	0,73	0,73	1,05	1,05	0,82	0,82
CaO	20,62	20,62	21,18	21,18	19,95	19,95	2,59	2,59	2,37	2,37	2,10	2,10	0,84	0,84
Na ₂ O	0,68	0,68	1,63	1,63	1,23	1,23	11,82	11,82	11,83	11,83	12,67	12,67	12,56	12,56
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04
Сумма	100,21	100,50	99,71	100,12	100,22	100,39	97,27	100,21	97,41	100,44	97,65	100,90	96,46	99,68

Примечание. Обр. 582-66a — зональный пироксен, окруженный амфиболом, центральная часть зерна, Мало-Кунале́йский массив; 582-66б — то же, но ближе к краевой части зерна; 408-70 — пироксен в зерне амфибола, массив щелочных Гранитоидов по р. Хурай; 415/AB-3 — зеленый пироксен, массив щелочных гранитоидов по р. Мойсе; 415/CD-1 — зональный пироксен, центральная часть зерна, там же; 415/CD-2 — зональный пироксен, краевая часть зерна, там же, 1 — анализы, полученные с помощью микрозонда; 2 — те же анализы с рассчитанным двух- и трехвалентным железом.

Состав моноклинных пироксенов из щелочных гранитоидов куналейского комплекса

Компоненты, параметры	582-66	4-66	17-66	47-66	192-69	194-69	582-66a	582-66б	408-70	415/AB—3	415/CD—1	415/CD—2	733a—70
Si	1828	2000	2000	2000	2000	1970	1955	1970	1953	1984	1983	2019	2008
Al _{IV}	29	—	—	—	—	30	40	28	47	14	18	—	—
Al _{VI}	—	10	20	31	22	26	—	—	41	—	—	14	9
Ti _{IV}	143	—	—	—	—	—	5	2	—	—	—	—	—
Ti _{VI}	16	31	23	19	19	12	8	6	19	—	—	—	14
Fe ³⁺	192	876	753	871	508	748	76	117	48	883	939	920	848
Fe ²⁺	504	49	94	42	256	128	205	175	194	105	—	—	32
Mn	39	19	35	38	54	23	31	39	18	9	14	14	46
Mg	390	24	61	—	134	35	813	709	809	40	62	46	51
Li	10	10	14	14	14	12	—	—	—	—	—	—	—
Ca	660	79	173	100	455	250	817	845	787	100	85	32	106
Na	170	858	768	842	520	768	49	117	84	885	939	938	875
K	19	10	9	9	4	4	—	—	—	—	—	—	—
Сумма . . .	4000	3966	3950	3966	3986	4006	3999	4008	4000	4020	4040	3983	3989
f	65,9	97,6	92,3	100	87,9	96,3	26,3	31,8	24,4	96,1	93,9	95,3	94,8
f'	58,2	74,0	63,2	100	69,8	82,2	—	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺ /Mg	1,357	2,0	1,54	—	1,911	3,637	—	—	—	—	—	—	—
K _{ок}	0,276	0,947	0,877	0,954	0,648	0,854	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. $f = \frac{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg}$; $f' = \frac{Fe^{2+} + Mn}{Fe^{2+} + Mn + Mg}$; $K_{ок} = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$.

вычислялся переводный коэффициент для расчета доли двухвалентного железа.

Расчитанное железо вводилось в анализы пироксенов, проверялась сумма и производился пересчет на кристаллохимическую формулу. Использовались только те анализы, которые по сумме окислов и катионов удовлетворяли требованиям, предъявляемым к химическим анализам пироксенов (Добрецов и др., 1971, с. 45, 46). Для богатых натрием пироксенов третьим критерием проверки анализов были пересчеты их на миналы. В качестве критерия доброкачественности анализа и произведенного нами расчета принималось, что весь натрий связывался в жадеит и эгирин, а кальций — в диопсид-геденбергит и чермакит. При избытке натрия и кальция анализ отбрасывался.

С помощью микроанализатора удалось проанализировать пироксены, заключенные внутри амфиболов (анализы 408—70, 582—66а, 582—66б; табл. 20), проследить характер изменения состава пироксенов в центральных и краевых частях зерен, по зонам в зональных эгиринах и эгиринах с различной окраской. Согласно классификации Н. Л. Добрецова (Добрецов и др., 1971, с. 106), пироксены, выделившиеся наиболее рано, относятся к субкальциевым диопсидам. В краевых частях зерен они иногда сменяются салитом. Все остальные пироксены принадлежат к натровому типу ($Na > 100$) (табл. 21).

На основании пересчета выяснилось, что все пироксены куналеяского комплекса бедны чермакитовым и жадеитовым компонентами. Пироксены, заключенные в амфиболах, т. е. образовавшиеся в ранние стадии формирования породы, богаты магнием и кальцием и бедны натрием и железом. Вследствие этого в них высока доля диопсидового компонента и низка эгиринового. Пироксены, выделившиеся позже, принадлежат к диопсид-геденбергит-эгиринового ряду. В них диопсидового компонента содержится значительно меньше, чем геденбергитового.

В большинстве анализов натрия не хватает, чтобы связать все трехвалентное железо, поэтому был рассчитан так называемый «авгит» $= R_{1,0}^{2+}R_{0,66}^{3+}Si_2O_6$ (см. табл. 21). При избытке R^{2+} катионов они связывались в клиноэнстатит. Результаты пересчетов химических анализов на миналы нанесены на диаграмму (рис. 8). Все анализы попали в поле натрийсодержащих диопсид-геденбергитов, эгирин-геденбергита и эгирина и образовали единый ряд от пироксенов, близких к диопсиду, через диопсид-геденбергиты до почти чистых эгиринов. По содержанию

Таблица 21

Пересчет на миналы химических анализов пироксенов из щелочных гранитоидов куналеяского комплекса

Образец	Чермакит	Жадеит	Эгирин	«Авгит»	Диопсид-геденбергит		Клиноэнстатит	Сумма
					диопсид	геденбергит		
192-69	—	2,2	49,8	2,7	13,6	31,7	—	100
194-69	1,7	3,6	69,3	1,7	4,5	19,2	—	100
17-66	—	2,0	77,0	0,6	6,4	10,9	3,1	100
47-66	—	3,1	80,9	6,2	9,8	—	—	100
4-66	—	1,0	88,4	2,4	2,2	6,0	—	100
733а-70	—	—	87,1	—	4,2	6,2	2,3	100
415/С-1	1,6	—	90,5	—	6,4	1,5	—	100
415/С-2	—	1,4	92,6	—	2,6	0,6	2,8	100
415/АВ-3	1,3	—	90,1	—	2,7	3,6	2,3	100
408-70	3,9	3,6	3,3	3,0	52,3	13,9	20,0	100
582-66а	3,5	—	4,2	4,6	54,8	15,9	17,0	100
582-66б	2,7	—	11,8	—	61,6	18,7	6,0	100
582-66	2,5	—	16,3	2,5	23,9	32,9	21,9	100

Примечание. Место взятия проб см. в табл. 18 и 19.

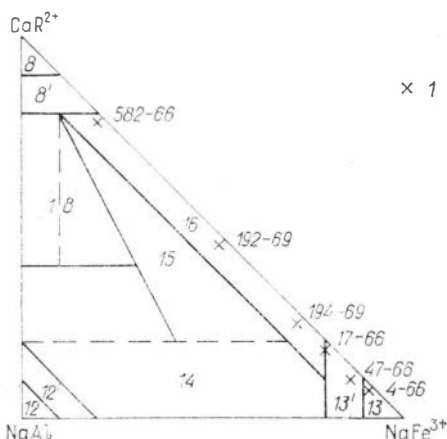


Рис. 8. Классификация натровых пироксенов, бедных R^{3+} , на плоскости треугольника жадеит-эгирина-диопсид-геденбергит (по Добрецову и др., 1971).

1 — состав пироксенов; 8 — диопсид; 8' — натрийсодержащий диопсид-геденбергит; 12, 13 — жадеит и эгирина с повышенным содержанием примесей; 14 — эгирина-жадеит; 15 — хлормеланит; 16 — эгирина-геденбергит (салит); 18 — ом-фацит; 582-66 — пироксен из щелочных сиенитов Мало-Куналейского массива; 192-69 — то же, Ара-Билютайского массива; 194-69 — пироксен из пегматитов, там же; 17-66, 47-66, 4-66 — пироксены из щелочных гранитов Нижне-Тарбагатайского массива.

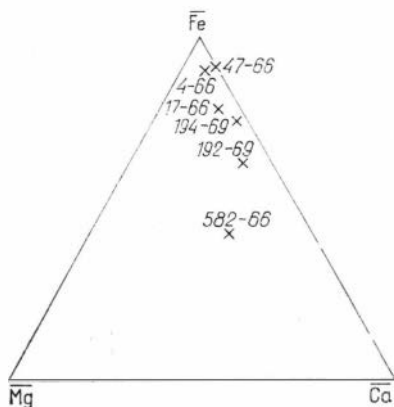


Рис. 9. Соотношение Ca, Mg и Fe в пироксенах щелочных гранитоидов.

$$\overline{Fe} = \frac{\sum Fe \cdot 100}{\sum Fe + Mg + Ca}; \quad \overline{Mg} = \frac{Mg \cdot 100}{\sum Fe + Mg + Ca};$$

$$\overline{Ca} = \frac{Ca \cdot 100}{\sum Fe + Mg + Ca}.$$

Место взятия проб см. рис. 8.

по составу и коэффициенту окисленности к пироксенам из щелочных и нефелиновых сиенитов, отличаюсь от них в основном пониженным количеством алюминия. Составы их на диаграмме (см. рис. 11) ложатся близко к области выклинивания поля пироксенов из монцонитов и щелочных габброидов (обр. 192-69), в поле пироксенов щелочных и нефелиновых сиенитов (обр. 194-69, 17-66) и в поле пироксенов и альбититов (обр. 4-66 и 47-66). Таким образом, в изученных массивах составы пироксенов обогащаются эгириновым компонентом от ранних фаз становления массива к поздним (Ара-Билютайский массив) и от

магния среди пироксенов отмечают как богатые, так и бедные разности (рис. 9).

В пределах отдельно взятых массивов — Ара-Билютайском, Нижне-Тарбагатайском и Мало-Куналейском — состав пироксенов закономерно меняется: от ранних фаз к поздним увеличивается количество трехвалентного железа и соответственно уменьшается количество двухвалентного железа, марганца, магния и кальция. Изменяется состав пироксенов и в зависимости от степени постмагматической переработки пород — в альбитизированных породах составы пироксенов близки к чистому эгирину.

Связь между содержанием SiO_2 в породе, железистостью пироксенов и относительным количеством в них натрия прямая и достаточно сильная, близкая к прямолинейной (рис. 10).

Сравнивая составы пироксенов щелочных гранитоидов куналейского комплекса с составами пироксенов из пород, принадлежащих к различным магматическим формациям, следует отметить, что ранние выделения пироксенов из сиенитов Мало-Куналейского массива и массива по р. Хурай по химизму и оптическим свойствам близки к моноклинным пироксенам трахиандезитовой формации (Добрецов и др., 1971, с. 387, анализ 55) и пироксенам из сиенито-диоритов массива Большой Таскыл, Кузнецкого Алатау (Кривенко, Гулецкая, 1968), принадлежащего к габбро-сиенитовой формации. При нанесении состава пироксена (обр. 582-66) на диаграмму точка состава попала в поле пироксенов из монцонитов и щелочных габброидов (рис. 11).

Пироксены из других массивов — Ара-Билютайского (обр. 192-69 и 194-69), Нижне-Тарбагатайского (обр. 17-66, 47-66 и 4-66) — близки

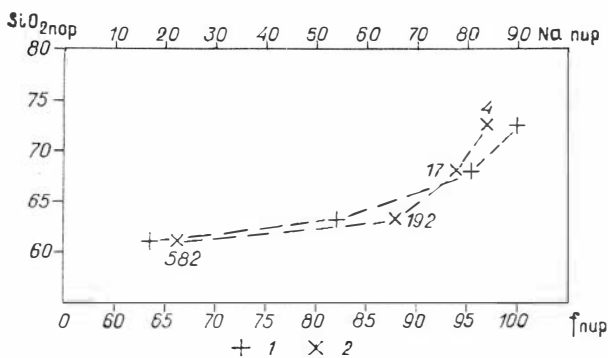


Рис. 10. Зависимость между содержанием SiO_2 в породе, относительным количеством натрия в пироксене (1) и железистостью пироксена (2). Место взятия проб см. рис. 8.

менее измененных пород к измененным альбитизированным породам (Нижне-Тарбагатайский массив). При постоянстве РТ условия подобное изменение состава пироксенов может быть вызвано повышением активности натрия. Возрастанием щелочности среды во время кристаллизации пироксенов можно объяснить и наличие зональных пироксенов в сиенитах Мало-Куналейского массива, в которых центр зерна сложен бесцветными субкальциевыми диопсидами, переходящими к краевой части зерна в относительно бедные натрием пироксены диопсид — геденбергитового ряда, а в краях — в эгирины.

Помимо щелочности составы пироксенов зависят и от величины окислительного потенциала, суждение о котором можно получить при сопоставлении железистости пироксенов и вмещающих их пород, и по характеру рудных минералов в породе (рис. 12). В пироксенах Мало-Куналейского и Ара-Билютайского массивов железистость пироксенов ниже железистости породы, в пироксенах Нижне-Тарбагатайского массива — выше. Пониженную железистость пироксенов относительно породы Н. Л. Добрецов (Добрецов и др., 1971) объясняет повышенным окислительным потенциалом, благодаря которому железо из пироксенов

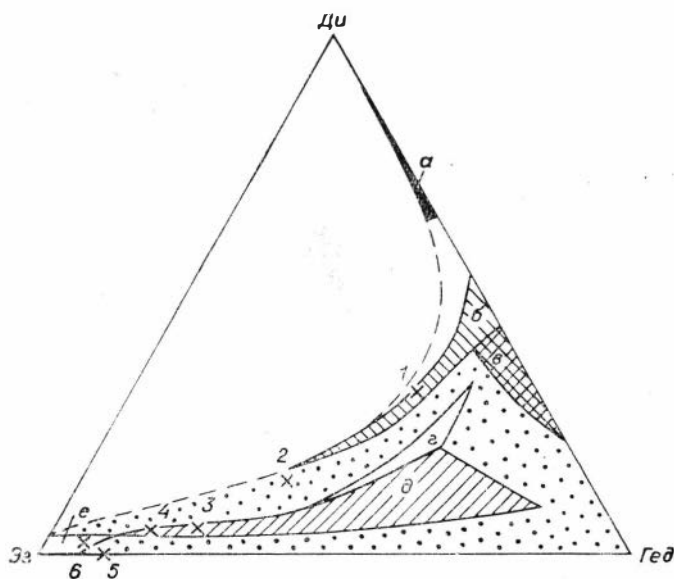


Рис. 11. Состав клинопироксенов из различных по щелочности пород Центрального Туркестано-Алая (по Перчуку, 1962):

a — пироксены из скарнов; *б* — пироксены из монцититов и щелочных габброидов; *в* — пироксены из гибридных щелочных пород; *г* — пироксены из кварцевых сиенитов; *д* — пироксены из щелочных и нефелиновых сиенитов; *e* — пироксены альбититов. Место взятия проб см. рис. 8.

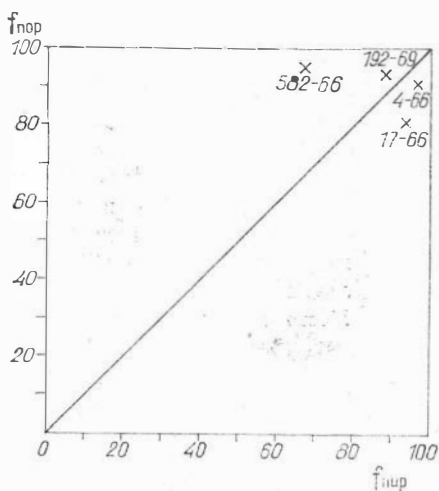


Рис. 12. Соотношение железистости пироксенов и вмещающих пород. Место взятия проб см. рис. 8.

рудных минералов преобладает магнетит и пониженную железистость пироксена относительно породы можно объяснить высоким потенциалом кислорода среды.

В породах Нижне-Тарбагатайского массива среди рудных минералов отмечается ильменит и можно было бы ожидать таких же соотношений между железистостью пироксена и породы, как и в Мало-Куналейском массиве. Однако благодаря высокому потенциалу натрия образуются пироксены, богатые эгириновым компонентом, и железистость пироксена и породы примерно равна.

На основе приведенного выше фактического материала можно отметить следующее.

Пироксены щелочных гранитоидов куналейского комплекса принадлежат к диопсид-геденбергит — эгириновому ряду и характеризуются бедностью чермакитовым и жадеитовым компонентами.

В отдельных массивах (Мало-Куналейский и массив по р. Хурай) пироксены, выделившиеся в первую фазу становления массива, в ранние стадии формирования породы несут черты интрателлурического происхождения и соответствуют по составу пироксенам трахиандезитовой и габбро-спенитовой формаций.

В отдельно взятых массивах составы пироксенов от ранних фаз к поздним обогащаются эгириновым компонентом. Связь между содержанием SiO_2 во вмещающей пироксены породе, железистостью пироксенов и относительным количеством в них натрия близка к прямолинейной. В альбитизированных и эгиринизированных породах составы пироксенов близки к чистому эгирину.

Сопоставление железистости пироксенов с железистостью вмещающих пород и составами минералов, находящихся в парагенезисе с пироксенами, позволяет говорить, что при формировании щелочных гранитоидов куналейского комплекса в отдельных массивах существовали свойственные им окислительные условия.

Мало-Куналейский массив сформировался при более низком окислительном потенциале, чем Ара-Билютайский и Нижне-Тарбагатайский. Поскольку величина окислительного потенциала определяется в основном глубиной, то, следовательно, становление Мало-Куналейского массива происходило на большей глубине, чем Ара-Билютайского и Нижне-Тарбагатайского.

переходит в окислы. К такому же результату приведет и повышение потенциала серы, при котором железо будет концентрироваться в сульфиде. Для сиенитов Мало-Куналейского массива подобное объяснение неприменимо. Характерной особенностью темноцветных минералов в них как пироксена, так и амфибола является резкое преобладание закисного железа над окисным, а среди рудных минералов широко распространен ильменит и отсутствуют сульфиды. Следовательно, порода формировалась при низком окислительном потенциале, пониженная же железистость пироксена относительно железистости породы вызвана в данном случае относительно высоким содержанием в ней ильменита.

В Ара-Билютайском массиве среди

АМФИБОЛЫ

Среди темноцветных минералов щелочных гранитоидов амфиболы пользуются наибольшим распространением. По физическим и оптическим свойствам среди них выделяются следующие разновидности.

1. Зеленые с бурым оттенком, с малым углом оптических осей и резкой дисперсией погасания, относящиеся к группе катофорита.

2. Темные сине-зеленые и буро-зеленые, с положительным удлинением и высокими показателями преломления — амфиболы группы гастингсита.

3. Голубые амфиболы группы эккерманита — арфведсонита.

4. Синие амфиболы группы рибекита.

В распределении амфиболов наблюдается определенная закономерность. Каждая из выделенных групп, исключая рибекит, образуется в качестве первичной в отдельно взятых массивах или в определенной части массива. В дальнейшем, обычно в постмагматическую стадию, происходит замещение ранее выделившихся амфиболов, или нарастание на них каймы более поздних синих и темно-синих амфиболов группы рибекита или арфведсонита. Зеленые и темно-зеленые амфиболы группы катофорита и гастингсита встречаются в массивах, сложенных щелочными сиенитами и щелочными кварцевыми сиенитами, т. е. породами, относительно бедными кварцем. В богатых кварцем щелочных гранитах изученных массивов они не были встречены. Что же касается голубых амфиболов группы арфведсонита — эккерманита, то чаще всего они отмечаются в щелочных гранитах, но изредка наблюдаются и в бедных кварцем щелочных сиенитах, как это имеет место в Петровск-Забайкальском массиве. Кроме того они развиваются в постмагматическую стадию в измененных породах, подвергшихся натровому метасоматозу (табл. 22).

Благодаря агпаитовому порядку кристаллизации амфиболы образуются обычно позже калинатровых полевых шпатов и выделяются в интерстициях зерен последнего. В отдельных массивах, например в Мало-Куналейском, мелкие кристаллы амфиболов изредка встречаются и в краевых частях крупных кристаллов калинатровых полевых шпатов, что свидетельствует о начале образования амфиболов еще до окончания кристаллизации полевых шпатов.

Состав амфиболов из щелочных гранитоидов региона был изучен совершенно недостаточно: всего два анализа из пород Тайдутского массива — магнезиогастингсит из щелочного сиенита и арфведсонит из щелочного гранита (Фельдман, 1969) и один анализ амфибола из кварцсодержащего эгирип-эккерманитового сиенита Харитоновского массива (Чупров, 1970). Остальные определения амфиболов из пород куналейского комплекса, приведенные в литературе, основаны только на оптических данных. Помимо гастингсита и арфведсонита среди них выделены эккерманит, кроссит и рибекит. При этом зеленые и сине-зеленые амфиболы относились к группе гастингсита. В результате проведенных нами исследований было выяснено, что среди зеленых амфиболов помимо гастингсита имеются и амфиболы группы катофорита.

Нами изучен химический состав амфиболов Мало-Куналейского, Ара-Билютайского, Нижне-Тарбагатайского, Куналейского, р. Хурай и Вороти-Иначе массивов. Кроме того, использованы опубликованные анализы по Тайдутскому и Харитоновскому массивам (табл. 23—26). Среди приведенных анализов часть получена с помощью микроанализатора MS-46 фирмы «Сатеса» (табл. 24). Поскольку этим методом определяется суммарное железо, нами в данных анализах рассчитано двух- и трехвалентное железо по методике, описанной в разделе «пироксены». Учитывая, что в амфиболах может содержаться до 3 вес. % воды (Костюк, 1970, с. 11), все приведенные анализы удовлетворяют требованиям, предъявляемым к химическим анализам. Содержание фтора в анализах микронзонда условно, поскольку определение его носит

Физические свойства амфиболов из щелочных гранитоидов куналейского комплекса

Порода	Образец	N_g	N_m	N_p	cN_g	$2V$	Дисперсия погасания	γ	Плеохроизм
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Мало-Куналейский массив

Щелочной сленит с кварцем	582-66	1,678		1,660	20	-35	Слабая, $v > r$		N_g — серо-зеленый с бурым оттенком; N_m — светло-зеленый с бурым оттенком; N_p — серо-зеленый с бурым оттенком
	580-66	1,685		1,667	19	-30	Сильная	3,362	N_g — буровато-зеленый до темно-буровато-зеленого; N_m — буровато-зеленый до зеленовато-бурого; N_p — светлый, буровато-зеленый до бурого
	249-66	1,683	1,675	1,664	18		»	3,335	
	250-66	1,686		1,667	21		»		
	584-66	1,688		1,667	23		»		
	254-66	1,684	1,679	1,664			Резкая, $v > r$		
		+0,002	+0,004	+0,002					
	250-66	1,696	1,685	1,675			Резкая, $v > r$		N_g — светлый, серый с синим оттенком; N_m — синий с зеленым оттенком до темного грязно-синего; N_p — темный, зеленовато-синий до густо-синего
588-66	1,687		1,675			»			
580-66	1,698	1,696	1,694	89				N_g — буровато-зеленый; N_m — синий; N_p — темно-синий	

Нижне-Тарбагатайский массив

Щелочной гранит	38-66	1,671		1,657	53		Резкая, $v > r$		N_g — зеленовато-бурый до светло-зеленого; N_m — оливково-зеленый до серо-синего с фиолетовым оттенком; N_p — бурый, довольно светлый до грязно-синего и густо-синего; N_g — серо-синий; N_p — темно-синий
	42-66	1,656		1,642	36				
	41-66	1,653		1,640	35		Резкая, $v > r$		
	17-66	1,681		1,668	72	-40		3,425	
	41-66	1,682		1,668	90				

47-66	1,658	1,640	1,629	88		3,161
-------	-------	-------	-------	----	--	-------

Ng — бледный, серо-голубой; *Nm* — голубовато-серый с бурым оттенком; *Np* — бесцветный.

Ара-Билютагский массив

Щелочной сиенит с кварцем

98-69	1,710		1,695	12		
173-69	1,708		1,694	14	79	
5250	—		—	—	—	3,450
106-69	1,706		1,690	16	—	3,433
100-69	1,706		1,691	22		
118-69	1,702		1,687	22		
23-69	1,701		1,685	22		
98-69	1,703		1,687	24		
97-69	1,703		1,688	27	90	3,485
99-69	1,701		1,688	10		
109-69	1,700		1,690		—86	

Ng — темно-буровато-зеленый; *Nm* — буровато-зеленый; *Np* — бурый.

Ng — темно-буровато-зеленый; *Nm* — буровато-зеленый; *Np* — бурый до светло-бурого

Ng — темно-буровато-зеленый; *Nm* — буровато-зеленый; *Np* — бурый

Ng — темно-зеленовато-бурый; *Nm* — зеленовато-бурый; *Np* — бурый

Ng — темный, буровато-синне-зеленый; *Nm* — буровато-зеленый; *Np* — бурый

Ng — темно-синне-зеленый; *Nm* — синне-зеленый; *Np* — светло-бурый

Ng — темно-синне-зеленый; *Nm* — синне-зеленый; *Np* — светло-бурый

Ng — темно-синний; *Nm* — синний; *Np* — светло-бурый

Ng — темно-буровато-синний; *Nm* — буровато-синний; *Np* — серовато-бурый

Ng — темно-синний; *Nm* — зеленовато-синний; *Np* — светло-бурый до желтоватого

Ng — темно-серовато-синний; *Nm* — серовато-синний; *Np* — светлый, серовато-бурый

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Щелочной снейт	177-69	1,700		—	23				<i>Ng</i> — темно-синий до черного; <i>Nm</i> — синий; <i>Np</i> — светло-бурый <i>Nq</i> — темно-зеленый с синим оттенком; <i>Nr</i> — светло-зеленый с бурым оттенком
	172-69	1,710		1,689					
<i>Петровск-Забайкальский массив</i>									
Щелочной снейт	636а-66	1,658		1,645	71	-75	Сильная, $v > p$		<i>Ng</i> — зеленовато-бурый; <i>Nm</i> — фиолетово-голубой; <i>Np</i> — голубой
	482-70	1,658		1,645					
<i>Массив Вороги-Ниче</i>									
Щелочной снейт	737-70	1,653		1,634	26				<i>Ng</i> — светлый, буровато-зеленый; <i>Np</i> — светлый, буроватый
Щелочной гранит	268-70	1,663		1,650	66		Сильная, $v > p$		<i>Ng</i> — светлый, голубовато-зеленый; <i>Np</i> — грязно-синий
<i>Куналейский массив</i>									
Щелочной кварцевый снейт; зональное зерно амфибола: центр	1197	1,661		1,647	16	-58	Сильная, $v > p$		<i>Ng</i> — светлый, зеленовато-бурый; <i>Np</i> — светлый, почти бесцветный
	край	1197	1,674		1,661	80			
<i>Массив р. Хурай</i>									
Щелочной кварцевый снейт; зональное зерно: центр	408-70	1,666		1,646	22	-73	»		<i>Ng</i> — зеленовато-бурый; <i>Nm</i> — буровато-зеленый; <i>Np</i> — светло-бурый
	416-70	1,653		1,637	25				

край	416-70	1,672	1,658	»		<i>Ng</i> — светло-бурый; <i>Nm</i> — фиолетовый; <i>Np</i> — голубой
Щелочной кварцевый снейт	415-70			»	-55	<i>Ng</i> — буроватый, светло-зеленый; <i>Nm</i> — зеленовато-бурый; <i>Np</i> — светлый, зеленовато-бурый
<i>Тайдутский массив</i>						
Щелочной снейт	115	1,683 ±0,002	1,674 ±0,003	31	-58	<i>Ng</i> — буровато-зеленый; <i>Nm</i> — бледный, буроватый; <i>Np</i> — темно-синий, сероватый
Щелочной гранит	83	1,663	1,649	93	80(?)	<i>Ng</i> — темный, буровато-зеленый
	83	1,663 ±0,002	1,649 ±0,002	93	80(?)	<i>Ng</i> — темный, буровато-зеленый с синим оттенком; <i>Nm</i> — желтовато-буровато-зеленый; <i>Np</i> — темно-синий, сероватый

Примечание. Данные по Тайдутскому массиву — из статьи В. И. Фельдмана (1969).

полуколичественный характер. Но так как количество фтора, полученное с помощью микроанализатора, сопоставимо с количеством фтора, определенным с помощью обычных аналитических методов, к тому же в амфиболах из тех же массивов, мы сочли возможным поместить его в таблицу (см. табл. 23 и 24). С помощью микроанализатора удалось выявить составы зональных амфиболов и амфиболов, переполненных включениями, а также содержащихся в очень небольших количествах, выделить которые из пород для обычного химического анализа оказалось невозможным.

Амфиболы из отдельных массивов четко отличаются друг от друга по химизму. Для амфиболов Мало-Куналейского массива характерна бедность алюминием, что сближает их с амфиболами группы арфведсонита и рибекита, в то же время натрия в них меньше, чем в указанных группах амфиболов, довольно много кальция и двухвалентное железо резко преобладает над трехвалентным, что не свойственно арфведсониту и рибекиту, но характерно для амфиболов группы катафорита и баркевикита.

Указанные особенности амфиболов Мало-Куналейского массива хорошо видны на диаграмме (рис. 13), на которой они попадают в область натровых амфиболов и близки к катофоритам, а по соотношению двух и трехвалентного железа ближе всего к баркевикитам и отчасти к катофоритам. От баркевикитов амфиболы отличаются большей щелочностью и меньшим содержанием алюминия (рис. 14).

Учитывая, что по соотношению щелочей, кальция и алюминия они близки к катофоритам, а физические свойства соответствуют скорее катофориту, чем баркевикиту, правильнее отнести их к группе катофорита. Судя по анализам катофоритов, приведенным в справочнике У. А. Дири и др. (1965), амфиболы Мало-Куналейского массива относятся

Химический состав амфиболов из щелочных гранитоидов куналейского комплекса, вес. %

Окислы	582-66	249-66	580-66	250-66	584-66	5250-69	И-106-69	173-69	83	115	1	268-70
SiO ₂	47,95	49,05	48,70	48,40	48,70	38,70	39,80	40,75	51,74	47,60	51,15	45,06
TiO ₂	0,85	0,95	0,98	1,05	1,05	1,69	1,94	1,38	1,03	4,16	1,38	8,11
Al ₂ O ₃	—	1,87	2,08	Не обн.	2,22	9,71	8,84	8,26	10,41	6,08	1,34	2,90
Fe ₂ O ₃	4,73	6,33	4,22	4,90	3,72	6,17	4,57	4,56	20,72	6,81	13,56	15,00
FeO	19,69	17,79	21,96	21,05	22,41	22,03	21,05	25,29	1,94	8,52	6,60	7,21
MnO	0,86	1,17	0,98	1,09	1,17	0,98	1,25	0,86	0,11	2,75	0,70	2,20
MgO	9,61	8,52	6,50	8,59	6,65	3,78	5,92	3,25	0,15	10,14	11,51	8,21
CaO	6,69	5,50	7,03	6,91	5,42	10,38	9,96	8,99	0,73	5,25	4,84	1,21
Na ₂ O	4,00	4,46	4,05	4,00	4,26	2,14	1,97	1,34	11,61	6,51	6,52	5,10
K ₂ O	1,16	0,98	1,07	0,93	1,19	1,64	1,46	2,07	0,19	0,39	0,82	1,14
Li ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,03	0,06	0,03	0,01	0,02	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,95	0,96	0,39	0,77	0,75	1,55	1,54	1,77	1,02	0,67	0,27	0,79
H ₂ O ⁻	0,15	0,05	—	0,30	Не обн.	Не обн.	0,05	0,20	0,35	0,25	—	—
F	1,50	1,36	1,36	1,24	1,44	0,40	0,70	0,30	Не обн.	0,87	1,36	1,70
П. п. п.	1,59	1,32	1,61	1,37	1,15	0,55	0,60	0,80	—	—	1,60	2,10
Сумма	99,78	100,36	100,98	100,63	100,19	99,75	99,66	99,84	100,00	100,00	101,65	100,73
Поправка на F ₂ =0	-0,63	-0,57	0,57	-0,52	-0,61	-0,17	-0,29	-0,13	—	-0,36	-0,57	-0,71
Сумма . . .	99,15	99,79	100,41	100,11	99,58	99,58	99,37	99,71	100,00	99,64	101,08	100,02

Примечание. Анализы произведены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР; аналитик А. В. Жукова. Анализы: амфиболы из щелочных сиенитов Мало-Куналейского массива; 582-66 — сиениты I фазы; 249-66 и 580-66 — сиениты II фазы; 250-66 и 584-66 — сиениты III фазы; 5250-69, И-106-69 и 173-69 — амфиболы из щелочных сиенитов Ара-Бидютайского массива; 83 — арфведсонит из щелочного гранита (Фельдман, 1969); 115 — магнезиогастинсит из щелочного сиенита (там же); 1 — эккерманит из Харитоновского массива (Чупров, 1970); 2 8-70 — арфведсонит из альбитизированных щелочных гранитов массива Вороти-Иначе.

к катофоритам и по содержанию титана и марганца. Катофориты являются крайним железистым членом ряда катофорит — магнезиокатофорит. Амфиболы Мало-Куналейского массива занимают промежуточное положение будучи достаточно богатыми магнием. Это отражено и в удельном весе, занимающем промежуточное положение между крайними членами ряда, и в характере дисперсии погасания ($v > r$), свойственной магнезиокатофориту, величине угла оптических осей и показателей преломления.

Наряду с катофоритами в центральной части зерен амфиболов из пород приконтактовой части массива имеются амфиболы с таким же характером химизма, как и катофориты, но более магнезиальные и с меньшим количеством щелочей (см. табл. 24, анализ 2451-70). По направлению к периферии зерен данные амфиболы замещаются катофоритами. Подобные амфиболы, но еще с меньшей железистостью, характерны для Куналейского массива (см. табл. 24, анализ 1197₁). Близки по химизму и оптике катофоритам Мало-Куналейского массива амфиболы массива р. Хурай, ассоциирующие с моноклинными пироксенами диопсид — геденбергитового ряда (см. табл. 24, анализ 408). Указанные амфиболы замещаются щелочными разностями. Тяготеют по химизму к амфиболам Мало-Куналейского массива и амфиболы Петровск-Забайкальского массива (см. табл. 24, анализы 482-70 и 636а-66).

Амфиболы Ара-Билютайского массива беднее кремнеземом, щелочами, магнием и фтором и богаче алюминием, кальцием и железом, чем амфиболы Мало-Куналейского массива. Двухвалентное железо

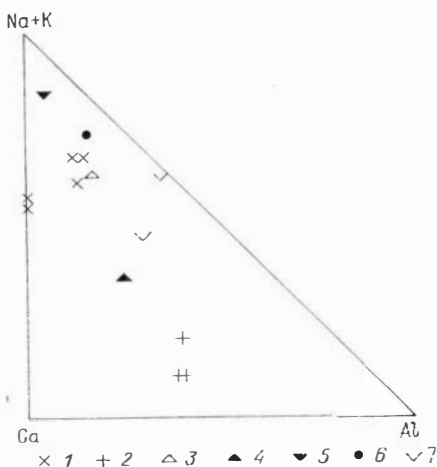


Рис. 13. Соотношение щелочей кальция и алюминия в амфиболах куналейского комплекса.

1 — амфиболы Мало-Куналейского массива; 2 — амфиболы Ара-Билютайского массива; 3—5 — по данным Дира и др. (1965); 3 — катофорит; 4 — баркевикит; 5 — арфведсонит; 6 — рибекит; 7 — амфиболы Тайдутского массива.

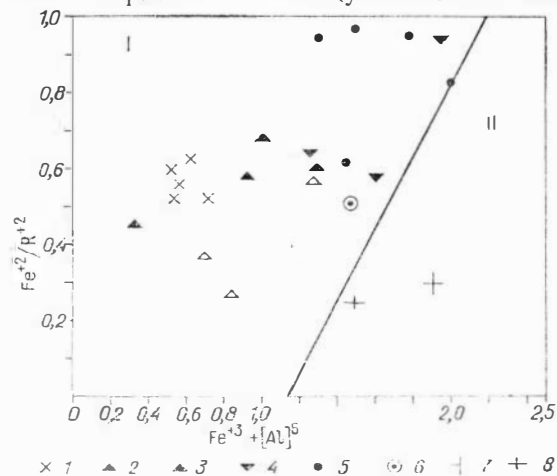


Рис. 14. Зависимость между составами и парагенезисами баркевикита, катофорита, арфведсонита и рибекита (по Miyashiro, 1957).

I — поле амфиболов магматических пород; II — поле амфиболов метаморфических пород; 1 — амфиболы Мало-Куналейского массива; 2 — катофорит; 3 — баркевикит; 4 — рибекит; 5 — арфведсонит; 6 — амфиболы Тайдутского массива; 7 — амфиболы массива Вороти-Иначе; 8 — амфиболы Харитоновского массива.

в них резко преобладает над трехвалентным, и по составу, показателям преломления и удельному весу они очень близки к феррогастингситам (Перчук, 1964; Дир и др., 1965; Коваленко и др., 1968). Помимо гастингситов, в амфибол-биотитовых щелочных сиенитах этого же массива встречаются и голубые амфиболы. Они беднее алюминием, богаче щелочами и мало железисты (см. табл. 24, анализ 87/1-70).

Рентгеноструктурные исследования зеленых и бурозеленых амфиболов из Мало-Куналейского и Ара-Билютайского массивов выявили существенные различия и в параметрах элемен-

Химический состав амфиболов из щелочных гранитондов

Оксиды	1197 ₁		408-70		416-70			
	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	50,11	50,11	50,24	50,24	54,43	54,43		
TiO ₂	0,45	0,45	0,90	0,90	0,59	0,59		
Al ₂ O ₃	3,15	3,15	3,42	3,42	0,78	0,78		
ΣFeO	18,07	—	17,16	—	17,58	—		
Fe ₂ O ₃	—	3,6	—	3,78	—	12,70		
FeO	—	14,64	—	13,76	—	6,15		
MnO	1,14	1,14	1,41	1,41	1,14	1,14		
MgO	13,0	13,0	11,97	11,97	11,85	11,85		
CaO	10,46	10,46	8,87	8,87	3,33	3,33		
Na ₂ O	1,75	1,75	3,64	3,64	7,05	7,05		
K ₂ O	0,32	0,32	—	—	1,05	1,05		
F	—	—	0,51	0,51	1,05	1,05		
Сумма		98,62		98,5		100,12		
Поправка на F				-0,21		-0,43		
Сумма				98,29		99,69		

Оксиды	482-70		636а-66		245 ₁ -70		245 ₂ -70	
	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	53,92	53,92	53,93	53,93	51,86	51,86	50,59	50,59
TiO ₂	0,23	0,23	0,29	0,29	0,41	0,41	0,89	0,89
Al ₂ O ₃	1,94	1,94	2,16	2,16	2,34	2,34	2,55	2,55
ΣFeO	13,49	—	13,17	—	14,06	—	17,57	—
Fe ₂ O ₃	—	5,25	—	5,12	—	3,30	—	4,65
FeO	—	8,77	—	8,56	—	11,10	—	13,38
MnO	0,99	0,99	0,75	0,75	1,36	1,36	1,53	1,53
MgO	15,20	15,20	14,84	14,84	15,37	15,37	11,95	11,95
CaO	6,45	6,45	6,52	6,52	10,87	10,87	5,7	5,7
Na ₂ O	4,70	4,70	5,03	5,03	1,15	1,15	4,20	4,20
K ₂ O	0,81	0,81	0,92	0,92	1,16	1,16	1,33	1,33
F	1,21	1,21	1,21	1,21	—	—	—	—
Сумма		99,47		99,33		98,92		96,77
Поправка на F		-0,51		-0,51				
Сумма		98,96		98,82				

Примечание. Анализы, полученные с помощью микроанализатора: 1 — данные микрозондовый щелочной кварцевый снитит, Куналейский массив; 408-70 — биотит-пироксен-амфиболовый снитит р. Хурай; 757а-70 — биотит амфиболовый щелочной снитит, массив Вороти-Иначе; 733а-70 — амфибол. Нижне-Тарабагатайский массив; 482-70, 636а-66 — щелочные снититы, Петровск-Забайкальский центральный часть зерна; 245₂-70 — крайняя часть зерна, 5 м от контакта; 246-70 — 25 м от контакта; 172-69 — амфибол из дайки мелкозернистых щелочных снититов, Ара-Билютайский массив. Анализы Л. Н. Поспелова.

тарных ячеек амфиболов из этих массивов (табл. 27). Наиболее резкие различия имеются в величинах параметров a и c , тогда как параметры b в обоих типах амфиболов близки между собой. Согласно исследованию И. В. Гинзбурги др. (1961), увеличение параметра c связано с замещением иона Si^{4+} с ионным радиусом 0,39 Å более крупными ионами Ti^{4+} и

Куналейского комплекса по данным микрозонда, вес. %

737-70		733a-70		47-66		17-66	
1	2	1	2	1	2	1	2
50,48	50,48	52,96	52,96	52,04	52,04	52,05	52,05
0,78	0,78	0,37	0,37	0,19	0,19	0,16	0,16
3,51	3,51	0,85	0,85	7,50	7,50	1,94	1,94
13,36	—	19,43	—	9,47	—	16,73	—
—	5,20	—	14,06	—	1,98	—	12,04
—	8,68	—	6,80	—	7,69	—	5,90
1,94	1,94	3,93	3,93	—	—	2,46	2,46
14,57	14,57	8,67	8,67	15,92	15,92	11,74	11,74
9,46	9,46	0,81	0,81	9,80	9,80	1,25	1,25
2,78	2,78	8,87	8,87	2,47	2,47	8,12	8,12
0,96	0,96	1,31	1,31	0,57	0,57	2,41	2,41
1,6	1,6	—	—	—	—	—	—
	99,96		98,63		98,16		98,07
	-0,67		-0,96				
	99,29		97,67				
246-70		250-70		87/1-70		172-69	
	2	1	2	1	2	1	2
49,75	49,75	51,39	51,39	50,92	50,92	43,68	43,68
1,38	1,38	0,80	0,80	1,11	1,11	1,23	1,23
0,89	0,89	1,14	1,14	2,94	2,94	4,79	4,79
26,40	—	28,41	—	12,83	—	31,27	—
—	7,05	—	7,58	—	3,42	—	4,80
—	20,06	—	21,59	—	9,75	—	26,89
1,65	1,65	1,16	1,16	1,07	1,07	1,67	1,67
6,05	6,05	3,52	3,52	15,08	15,08	1,95	1,95
4,39	4,39	1,70	1,70	8,81	8,81	8,95	8,95
5,88	5,88	6,80	6,80	3,51	3,51	2,32	2,32
0,98	0,98	1,23	1,23	1,96	1,96	2,07	2,07
1,15	1,15	0,96	0,96	—	—	—	—
	99,23		97,87	98,23	98,57	97,93	98,35
	-0,48		-0,41				
	98,75		97,46				

да, 2 — анализы с пересчитанными двух- и трехвалентным железом. 1197, — биотит-эгрин-амфибол-щелочной сениит, массив р. Хурай; 416-70 — эгрин-амфиболовый щелочной кварцевый сениит, мас-эгриновый щелочной гранит, массив Вороти-Иначе; 47-66, 17-66 — амфибол-эгриновый гранит, массив. Амфиболы из нордмаркитов приконтактной части Мало-Куналейского массива; 245-70 — 250-70 — 200 м от контакта; 87/1 — амфибол-биотитовый щелочной сениит, Ара-Бидютайский массив; произведены в ИГиГ СО АН СССР с помощью микроанализатора MS-46 фирмы «Самеса», аналитик

Al^{3+} , вследствие чего амфиболы с пониженными величинами параметра c содержат мало или полностью лишены алюминия в четверной координации. С другой стороны, такие крупные ионы как Ca^{+2} , Na^{+1} и K^{+1} способствуют увеличению параметра c . В наших амфиболах суммы катионов Ca , Na и K примерно одинаковы в обеих группах и уменьшение параметра c может быть вызвано лишь пониженным содержанием

Содержание (в атомных коэффициентах) основных компонентов в кристаллических формулах амфиболов

Компоненты, параметры	582-66	580-66	249-66	250-66	584-66	5250	И-106-69	173-69	83	115	I	268-70
Si	7,50	7,61	7,50	7,55	7,55	6,17	6,35	6,55	7,530	7,500	7,682	6,800
Ti ^{IV}	0,10	0,12	0,11	0,13	0,45	0,20	0,12	0,17	0,114	0,491	0,084	0,920
Al ^{IV}	—	0,27	0,34	—	—	1,63	1,53	1,28	0,316	0,009	0,234	0,280
Fe ³⁺ _{IV}	0,40	—	0,05	0,32	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{VI}	—	0,13	—	—	0,41	0,20	0,12	0,32	1,853	1,025	—	0,228
Ti ^{VI}	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺ _{VI}	0,14	0,49	0,67	0,24	0,42	0,74	0,54	0,56	2,284	0,814	1,533	1,702
Fe ²⁺	2,57	2,73	2,27	2,74	2,90	2,94	2,81	3,40	0,228	1,116	0,829	0,910
Mn	0,11	0,13	0,11	0,14	0,14	0,27	0,17	0,11	0,001	0,728	0,010	0,281
Mg	2,23	1,51	1,94	1,99	1,54	0,90	1,4	0,78	0,004	0,416	2,569	
Li	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04	—	—	0,02				1,849
Ca	1,11	1,2	0,90	1,14	0,90	1,78	1,71	1,55	0,114	0,889	0,775	0,191
Na	1,22	1,24	1,32	1,21	1,28	0,66	0,62	0,40	3,286	1,684	1,803	1,486
K	0,24	0,22	0,2	0,18	0,24	0,32	0,32	0,42	0,002	0,076	0,116	0,220
OH	1,0	0,42	0,98	0,80	0,78	1,66	1,65	1,90	1,000	1,320	0,270	0,796
F	0,74	0,68	0,66	0,61	0,71	0,20	0,35	0,14	—	0,430	0,640	0,806
$\frac{Na+K}{Al}$	—	3,65	4,47	—	3,70	0,54	0,57	0,51	1,520	1,550	8,200	3,360
K _{ок}	0,17	0,15	0,24	0,17	0,13	0,20	0,16	0,14	0,910	0,420	0,630	0,660
f	56,19	69,00	61,10	63,35	60,92	81,44	71,54	84,00	99,800	62,800	48,000	61,630
$\frac{Fe^{2+}}{R^{2+}}$	0,52	0,56	0,52	0,63	0,60	0,72	0,64	0,80	0,980	0,610	0,240	0,390
CaR ²⁺ Al	6,02	5,58	5,22	6,01	5,48	5,89	6,09	5,99	1,540	4,280	4,417	3,730

Примечание. $K_{ок} = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$; $f = \frac{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg}$; $R^{2+} = Mg + Fe^{2+} + Mn$.

Содержание (в атомных коэффициентах) основных компонентов в кристаллохимических формулах амфиболов

Компоненты, параметры	1197 ₁	408-70	416-70	737-70	737а-70	47-66	17-66	482-70	636а-66	172-69	245 ₁ -70	245 ₂ -70	246-70	250-70	87 ₁ -70
Si	7,372	7,415	7,807	7,327	7,799	7,134	7,655	7,733	7,730	7,022	7,496	7,591	7,522	8,840	7,399
Al _{IV}	0,548	0,585	0,138	0,593	0,159	0,686	0,336	0,267	0,270	0,908	0,399	0,409	0,163	0,160	0,489
Al _{VI}	—	0,001	—	—	—	0,565	—	0,061	—	—	—	0,060	—	0,042	—
Ti _{IV}	0,053	—	0,055	0,080	0,042	—	0,009	—	—	0,070	0,043	0,091	0,163	—	0,112
Ti _{VI}	—	0,098	0,014	0,007	0,002	0,025	0,009	0,026	0,034	0,074	—	—	—	0,092	0,010
Fe ³⁺ _{IV}	0,017	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,059	—	0,152	—	—
Fe ³⁺ _{VI}	0,390	0,426	1,362	0,576	1,556	0,220	1,324	0,569	0,552	0,580	0,305	0,523	1,391	1,687	0,367
Fe ²⁺	1,800	1,705	0,740	1,055	0,840	0,905	0,724	1,051	1,051	3,613	1,336	1,680	1,806	1,944	1,188
Mn	0,141	0,178	0,130	0,244	0,486	—	0,309	0,121	0,095	0,232	0,164	0,190	0,218	0,156	0,139
Mg	2,846	2,637	2,534	3,157	1,910	3,340	2,564	3,250	3,171	0,437	3,314	2,687	1,388	0,798	3,275
Ca	1,653	1,411	0,509	1,474	0,124	1,479	0,194	1,000	0,910	1,546	1,683	0,920	0,696	0,275	1,371
K	0,053	—	0,210	0,019	0,248	0,101	0,441	0,140	0,170	0,406	0,226	0,252	0,185	0,238	0,367
Na	0,495	1,048	1,970	0,785	2,494	0,676	2,313	1,310	1,396	0,715	0,330	1,226	1,724	2,018	0,978
Сумма . . .	15,368	15,504	15,469	15,317	15,660	15,311	15,874	15,528	15,488	15,639	15,355	15,629	15,408	15,250	15,695
f	45,2	56,9	46,8	37,3	60,1	25,2	47,9	34,9	34,9	34,09	36,0	47,0	72,0	82,6	90,30

Примечание. См. примечание к табл. 22, 23.

Параметры ячейки амфиболов

Образец	$a \text{ \AA} \pm 0,005$	$b \text{ \AA} \pm 0,003$	$c \text{ \AA} \pm 0,008$	$\langle \beta \pm 4' \rangle$	$v \text{ \AA}$
106-69	9,934	18,21	5,312	104°33'	930,2
5250	9,946	18,19	5,319	104°42'	931,0
173-69	9,936	18,28	5,326	105°2'	934,2
582-66	9,849	18,08	5,277	105°22'	907,8
580-66	9,874	18,14	5,274	104°42'	913,9
249-66	9,880	18,18	5,273	104°45'	916,7
250-66	9,867	18,19	5,277	104°49'	915,6
584-66	9,860	18,20	5,263	104°11'	915,9

Примечание. 106-69, 5250, 173-69 — феррогастингситы Ара-Билютайского массива; 582-66, 580-66, 249-66, 250-66 — катофориты Мало-Куналейского массива. Параметры ячейки определены рентгенологом Т. Н. Григорьевой (ИГиГ СО АН СССР).

алюминия. На величинах параметра b и в меньшей степени параметра a отражаются изменения в содержании Fe^{2+} , однако в наших амфиболах, несмотря на значительную разницу в содержании Fe^{2+} у гастингситов и катофоритов, параметр b в обеих группах изменяется очень мало и в то же время существенно различны параметры a . Таким образом, сложность состава и наличие гетеровалентных замещений ограничивают возможность применения параметров решетки для целей диагностики амфиболов (Гинзбург и др., 1961).

Если обратиться к составам амфиболов и сопоставить их с составами пород, то обращает на себя внимание следующее обстоятельство. Породы Ара-Билютайского и Мало-Куналейского массивов близки по химическому составу и бедны магнием, но амфиболы последнего значительно богаче магнием. Согласно принципу Ле-Шателье (Заварицкий, Соболев, 1961), увеличение давления способствует образованию фаз с меньшим объемом. Следовательно, повышение давления будет благоприятно для изоморфного замещения Fe^{2+} на Mg^{2+} , поскольку ион магния меньше иона железа. С этим связано и повышенное содержание Mn в минералах, образовавшихся при малых давлениях. В этой связи можно предположить, что породы Мало-Куналейского массива сформировались при более высоких давлениях, так как катофориты этого массива содержат больше магния и меньше марганца, чем гастингситы Ара-Билютайского массива, и объем элементарной ячейки у них значительно меньше. А. Л. Литвин и Л. П. Никитина (1969) считают, что объем элементарной ячейки зависит от давления, и предлагают использовать структурные особенности амфиболов для разработки геологического барометра.

Феррогастингситы — обычные минералы щелочных пород. По генезису они бывают как магматическими, так и постмагматическими. В амфиболовых щелочных сиенитах Ара-Билютайского массива феррогастингситы находятся в парагенезисе с калинатровыми полевыми шпатами и титаномагнетитом. Они преимущественно приурочены к интерстициям калинатровых полевых шпатов, местами как бы замещают их, и образовались в позднюю, но, вероятнее всего, в магматическую стадию формирования породы. Об этом можно судить по отсутствию реакционных взаимоотношений феррогастингситов с минералами, за счет которых они могли бы образоваться, например с пироксенами эгирин — геденбергитового ряда и плагиоклазами, поскольку последние в парагенезисе с феррогастингситами в данном массиве не встречаются. Нельзя предположить образования феррогастингсита и за счет рудных акцессорных минералов и альбитовой составляющей калинатровых полевых шпатов, так как нет следов привноса необходимого при этом кальция. В постмагматическую стадию по феррогастингситу развиваются

ся радиально-лучистые амфиболы группы актинолита, а также биотит. В некоторых случаях образуется кайма темно-синих амфиболов группы рибекита или арфведсонита.

Первичные арфведсониты в изученных массивах встречаются только в щелочных гранитах в парагенезисе с магнетитом. Значительно реже они наблюдаются в бедных кварцем и пересыщенных щелочами сненитах, как это имеет место в Петровск-Забайкальском массиве. В качестве вторичных образований арфведсониты широко распространены в богатых кварцем албитизированных породах вместе с эгиринном. В щелочных гранитах амфиболы группы арфведсонита часто зональные. Центр у них светлоокрашенный, края голубые, с различной степенью интенсивности в окраске, а следовательно, более железистые, чем в центре. В метасоматически измененных породах арфведсониты голубые. Голубые и синие амфиболы группы арфведсонита и рибекита часто нарастают на границе между магнетитом и кварцем.

Химизм голубых амфиболов изучен нами на примере амфиболов массивов Вороти-Иначе и Нижне-Тарбагатайского. По химизму они значительно отличаются от катофоритов Мало-Куналейского массива и феррогастингситов Ара-Биллютайского массива преобладанием трехвалентного железа над двухвалентным, более низким содержанием СаО и более высоким содержанием щелочей (см. табл. 23 п 24). От феррогастингситов они отличаются, кроме того, низким содержанием алюминия. Судя по химизму и оптическим свойствам, амфиболы массивов Вороти-Иначе и Нижне-Тарбагатайского относятся к арфведсониту.

Изученные арфведсониты находятся в парагенезисе с эгиринном, титаномagnetитом, калинатровым полевым шпатом и кварцем. Вмещающие породы по химизму соответствуют щелочным гранитам и сильно изменены в результате натрового метасоматоза. Арфведсониты в них образовались в постмагматическую стадию. По особенностям химизма арфведсонит массива Вороти-Иначе близок к щелочному амфиболу из кварцсодержащих эгирин-эккерманитовых сненитов Харитоновского массива, описанного В. В. Чупровым (1970) как эккерманит (см. табл. 23, анализ 1). Подобное определение, судя по оптическим данным, приведенным В. В. Чупровым, не точно: у эккерманита более низкие показатели преломления, более высокое содержание SiO_2 и более низкое содержание железа и кальция, чем в анализе В. В. Чупрова. Анализы же у У. А. Дира (Дир и др., 1965, с. 392, анализы 4 и 5), на которые ссылается В. В. Чупров, как на наиболее близкие к изученному им амфиболу, принадлежит не эккерманитам, а магнезиоарфведсонитам.

В связи с этим мы считаем, что амфиболы Харитоновского массива правильнее отнести к арфведсонитам. Судя по описанию В. В. Чупрова (1970), арфведсонит из Харитоновского массива является первичным. Он находится в парагенезисе с калинатровым полевым шпатом, кварцем, плагноклазом, эгиринном, магнетитом, сфеном и биотитом. Порода кристаллизовалась по агпайтовому типу, вследствие чего темноцветные и акцессорные минералы образовались позже полевых шпатов.

Порядок выделения темноцветных и акцессорных минералов следующий: магнетит, биотит, щелочная роговая обманка, эгирин, кварц. Из вторичных имеется рибекит и редко биотит. Возможно, что и эгирин является вторичным, поскольку он развивается по арфведсониту совместно с рибекитом. Точки состава арфведсонитов Нижне-Тарбагатайского и Харитоновского массивов ложатся близко к полю амфиболов магматических пород, а арфведсонита массива Вороти-Иначе попадают в поле амфиболов метаморфических пород (см. рис. 14).

Анализы щелочных амфиболов из Тайдугутского массива (см. табл. 23, анализы 83 и 115) обнаруживают повышенное по сравнению с гастинг-

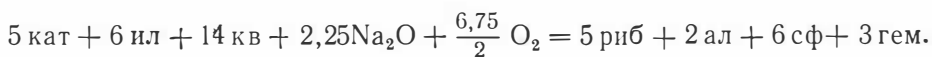
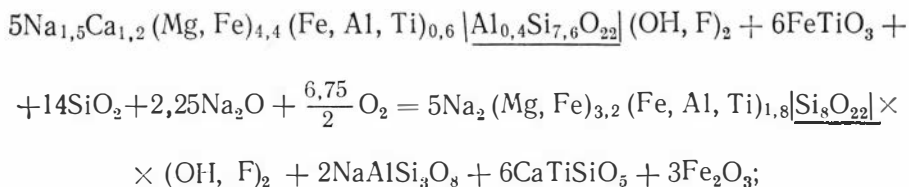
ситом содержание щелочей и глинозема, что В. И. Фельдманом (1969) связывается с арфведсонизацией, а арфведсонит (анализ 83) при сравнении с эталонной дебаграммой амфиболов (Гинзбург и др., 1961) близок к феррнарфведсониту. В. И. Фельдман (1969) отмечает в сленитах гастингсит с реликтами роговой обманки, который, в свою очередь, замещается арфведсонитом, господствующим в гранитах.

Рассмотрим области устойчивости каждой из описанных выше групп амфиболов — катофоритов, феррогастингситов и арфведсонитов.

Катофориты встречаются в основных щелочных породах и лавах (Дир и др., 1965) и образуются при более высоких температурах, чем арфведсониты и рибекиты. Вследствие этого, как отметил Миаширо (Miyauchi, 1957), у катофорита содержание CaR^{+2}Al выше, чем у арфведсонита и рибекита. В изученных нами амфиболах среднее содержание $\text{CaR}^{+2}\text{Al}=5,66$ (пределы колебаний 6,02—5,22) и занимает промежуточное положение между значениями CaR^{+2}Al для катофоритов и баркевикитов, и значительно выше значений для арфведсонита (близкого к 4,00) и рибекита (3,25).

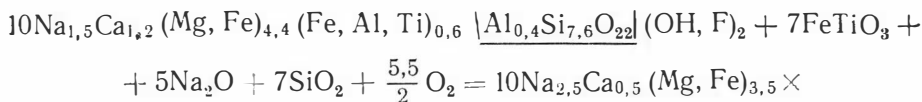
В сленитах Мало-Куналейского массива катофориты находятся в парагенезисе с титаномagnetитом, ильменитом, калинатровым полевым шпатом и кварцем. Катофориты обычно свежие, мало измененные, но иногда в краевых частях зерен они замещаются синими и голубыми амфиболами группы арфведсонита или рибекита. Титаномagnetит всегда в той или иной степени замещен гематитом; по ильмениту и титаномagnetиту изредка развивается лейкоксен и в породе в небольшом количестве присутствует вторичный альбит. Учитывая реальные парагенезисы и характер изменения минералов, можно написать реакции переходов катофорита в рибекит и арфведсонит. Для расчета реакций нами использована формула катофорита, полученная при пересчете на кристаллохимическую формулу анализов. Учитывая, что изученные катофориты содержат магний, т. е. являются промежуточным членом ряда катофорит — магнезиокатофорит, для рибекита и арфведсонита приняты формулы, вычисленные на основании анализов соответствующих минералов и приведенные У. А. Диром и др. (1965), с примерно таким же содержанием MgO , как в данных катофоритах.

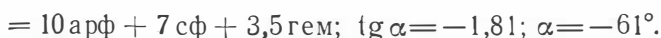
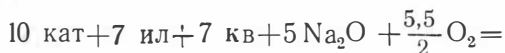
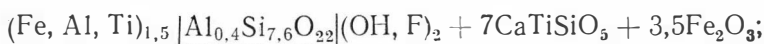
1) Реакция перехода катофорита в рибекит:



На диаграмме $\mu_{\text{O}_2} - \mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ (рис. 15) линия равновесия катофорит — ильменит — кварц = рибекит — гематит — сфен имеет $\text{tg } \alpha = -0,67$, что соответствует наклону 34° , т. е. замещение катофорита рибекитом в большей степени зависит от повышения потенциала кислорода, чем от повышения потенциала натрия.

2) Реакция перехода катофорита в арфведсонит при том же парагенезисе будет иметь следующий вид:





Крутой угол наклона линии равновесия катофорит+ильменит+кварц=арфведсонит+сфен+гематит (см. рис. 15) свидетельствует, что переход катофорита в арфведсонит в основном обусловлен повышением потенциала натрия и в меньшей степени зависит от потенциалов кислорода.

Рассчитанные линии равновесия на диаграмме $\mu_{\text{O}_2} - \mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ очерчивают поле устойчивости катофорита (см. рис. 15) и показывают, что замещение катофорита рибекитом происходит при более высоком потенциале кислорода и более низком потенциале натрия, чем замещение катофорита арфведсонитом.

Феррогастингситы значительно беднее щелочами, чем катофориты, поскольку соотношение между щелочами и алюминием в них меньше единицы. Вследствие этого они не относятся к щелочным амфиболам, хотя и являются обычно минералом щелочных пород. В изученных нами массивах феррогастингситы отмечены только в Ара-Билютайском массиве, имеющем некоторые отличия в петрохимическом отношении от других массивов того же комплекса — меньшую щелочность и относительно высокое содержание полевошпатовой извести. Образуются феррогастингситы как в магматическую, так и в высокотемпературную постмагматическую стадии. Область устойчивости их по отношению к катофориту может быть вычислена с помощью следующей схематической реакции:

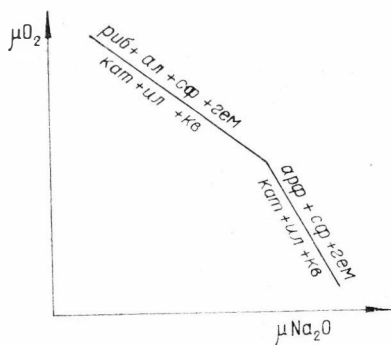
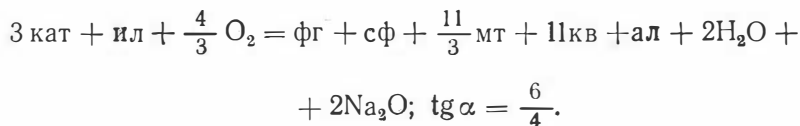
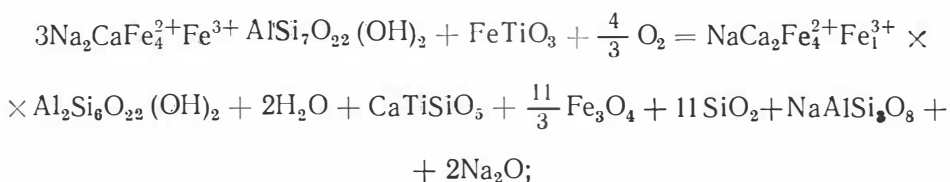


Рис. 15. Диаграмма устойчивости парагенезиса катофорита и ильменита в зависимости от потенциала кислорода и натрия.

Кат — катофорит; ил — ильменит; кв — кварц; риб — рибекит; ал — альбит; сф — сфен; гем — гематит; арф — арфведсонит.



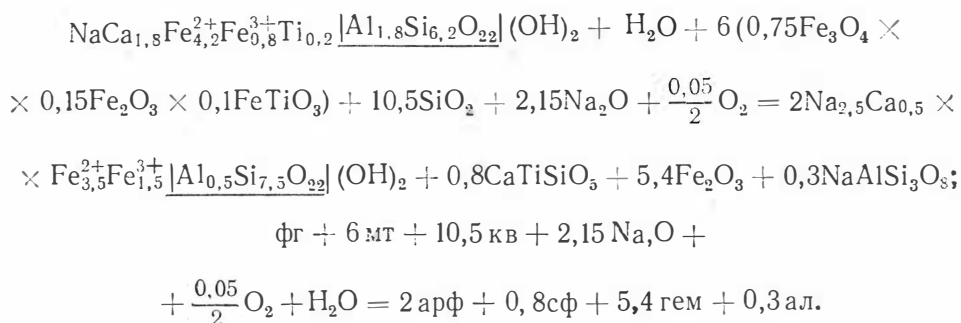
Из реакции следует, что феррогастингсит устойчив при более низком потенциале щелочей и более высоком потенциале кислорода, чем катофорит.

При повышении потенциала натрия феррогастингсит неустойчив, замещаясь арфведсонитом или рибекитом. В снитгах Ара-Билютайского массива феррогастингситы всегда находятся в парагенезисе с магнетитом и калинатровыми полевыми шпатами. Магнетит, судя по хими-

ческому анализу (см. табл. 36, анализ 106—69), содержит в своем составе титан, т. е. является титаномагнетитом, а при пересчете анализа на минералы в нем оказывается до 15% примеси гематита. Зерна титаномагнетита часто окружены каймой сфена, образовавшегося в постмагматическую стадию; в породе всегда присутствует вторичный альбит.

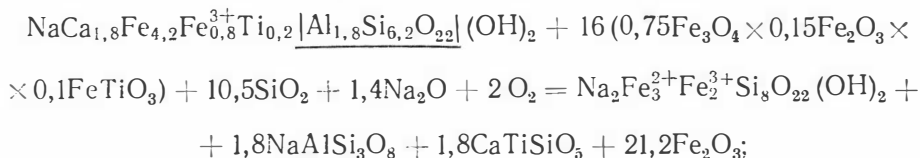
Исходя из реальных парагенезисов и состава минералов, можно написать реакции замещения феррогастингсита арфведсонитом и рибекитом. При этом для упрощения в формулах феррогастингсита, арфведсонита и рибекита не учитывались калий и магний. Что же касается содержания Fe^{3+} в формуле арфведсонита, то в предельных арфведсонитах оно равно единице (Соболев, 1949; Бетехтин, 1950). Судя по нашим анализам и опубликованным в литературе (Дир и др., 1965; Коваленко и др., 1968), в природных арфведсонитах содержание трехвалентного железа часто бывает более высоким. Поэтому при расчетах реакций замещения феррогастингсита арфведсонитом содержание Fe^{3+} в формуле арфведсонита нами принято равным 1,5.

1) Схема реакции замещения феррогастингсита арфведсонитом:



На диаграмме $\mu_{O_2} - \mu_{Na_2O}$ (рис. 16) линия равновесия феррогастингсит — магнетит — кварц = арфведсонит — сфен — гематит — альбит имеет $\text{tg } \alpha = 86$, т. е. близкий к 90° . Таким образом, переход феррогастингсита в парагенезисе с магнетитом в арфведсонит определяется повышенном потенциала натрия и не зависит от потенциала кислорода. Реакция проходит с поглощением воды, а следовательно, парагенезис арфведсонит + гематит более низкотемпературный, чем парагенезис феррогастингсит + магнетит.

2) Схема реакции замещения феррогастингсита рибекитом имеет следующий вид:



$\text{фг} + 16 \text{мт} + 10,5 \text{кв} + 1,4 \text{Na}_2\text{O} + 2 O_2 = \text{риб} + 1,8 \text{ал} + 1,8 \text{сф} + 21,2 \text{гем};$
 $\text{tg } \alpha = -0,7; \alpha = -35^\circ$, т. е. замещение феррогастингсита рибекитом определяется в значительной мере как повышенном потенциала кислорода, так и повышенном потенциала натрия, причем натрий играет большую роль.

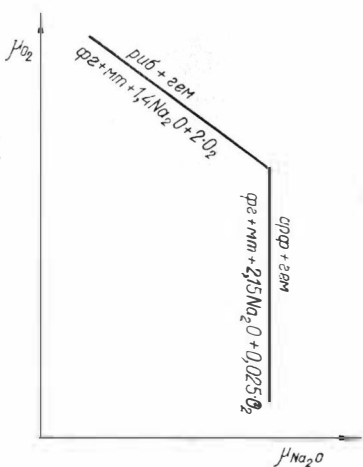


Рис. 16. Диаграмма устойчивости парагенезиса феррогастингсит — магнетит в зависимости от потенциала кислорода и натрия.

Фг — феррогастингсит; мт — магнетит; риб — рибекит; гем — гематит.

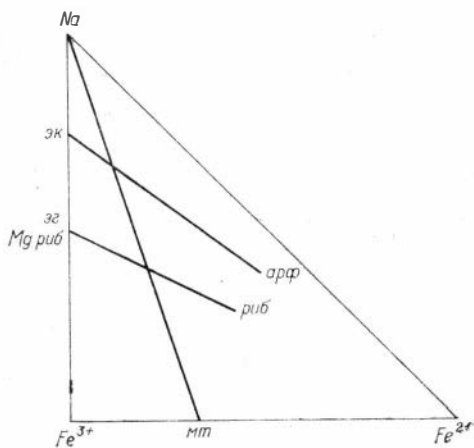


Рис. 17. Минеральные парагенезисы со щелочными амфиболами железомagneзильного состава.

Эк — эккерманит; эг — эгирин. Остальные усл. обозн. см. рис. 15 и 16.

Рассчитанные линии равновесия на диаграмме μ_{O_2} — μ_{Na_2O} очерчивают поле устойчивости феррогастингсита. Феррогастингсит устойчив при сравнительно низком потенциале натрия и широком диапазоне изменения потенциала кислорода (см. рис. 16). При низком окислительном потенциале и повышении потенциала натрия парагенезис феррогастингсит — магнетит становится неустойчивым и замещается парагенезисом арфведсонит — гематит. При низком потенциале натрия и повышении потенциала кислорода феррогастингсит замещается рибекитом.

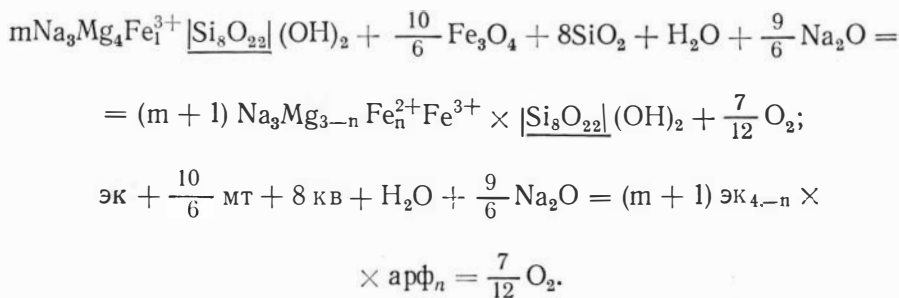
Амфиболы группы арфведсонита и рибекита часто наблюдаются в виде реакционных оторочек вокруг зерен магнетитов и ильменитов на границе с кварцем и калинатровыми полевыми шпатами. Учитывая очень низкое содержание магния в рудных минералах и отсутствие его в кварце и полевых шпатах, для развития амфиболов необходим привнос Mg. При этом если судить по показателям преломления и окраске новообразованных амфиболов, то содержание в них магния различно. Это говорит о подвижном поведении магния, на которое при формировании некоторых типов щелочных пород указали В. И. Коваленко и др. (1968). При вполне подвижном поведении магния составы амфибола серии эккерманит — арфведсонит и магнезиальный рибекит — рибекит зависят от потенциалов натрия и кислорода. Это хорошо видно на диаграмме парагенезисов щелочных амфиболов (рис. 17), на которую нанесены линии составов эккерманита — арфведсонита и магнезиального рибекита — рибекита. В отсутствие магнетита переход от железистых к магнезиальным разновидностям амфиболов осуществляется с повышением окислительного потенциала (табл. 28). Для расчета нами приняты предельные формулы эккерманита, арфведсонита, рибекита и магнезиорибекита. Как видно из таблицы, коэффициент окисления крайнего железистого члена группы арфведсонита вдвое ниже коэффициента окисления железистого рибекита.

В парагенезисе с магнетитом соотношение между эккерманитом и арфведсонитом несколько иное. При привносе натрия парагенезис эккерманит — магнетит становится неустойчивым, заменяясь магнезиальным арфведсонитом. Характер этого изменения в зависимости от

Изменение коэффициента окисления в ряду эккерманит — арфведсонит и магнезиорибекит — рибекит

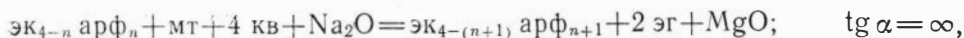
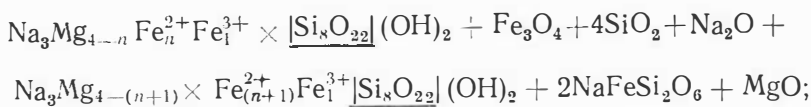
Минерал	$f_{\text{ок}} = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}}$
$\text{Na}_2\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}_1^{3+} \text{Si}_8\text{O}_{22} (\text{OH})_2$	0,200
$\text{Na}_3\text{Mg}_3\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_1^{3+} \text{Si}_8\text{O}_{22} (\text{OH})_2$	0,263
$\text{Na}_3\text{Mg}_2\text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}_1^{3+} \text{Si}_8\text{O}_{22} (\text{OH})_2$	0,334
$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_1^{2+}\text{Fe}_1^{3+} \text{Si}_8\text{O}_{22} (\text{OH})_2$	0,500
$\text{Na}_3\text{Mg}_4\text{Fe}_1^{3+} \text{Si}_8\text{O}_{22} (\text{OH})_2$	1,000
$\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+} \text{Si}_8\text{O}_{22} (\text{OH})_2$	0,400
$\text{Na}_2\text{Mg}_1\text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}_2^{3+} \text{Si}_8\text{O}_{22} (\text{OH})_2$	0,500
$\text{Na}_2\text{Mg}_2\text{Fe}_2^{1+}\text{Fe}_2^{3+} \text{Si}_8\text{O}_{22} (\text{OH})_2$	0,660
$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_2^{3+} \text{Si}_8\text{O}_{22} (\text{OH})_2$	1,000

потенциала натрия и кислорода, при избытке кварца, определяется следующей схематической реакцией:



Тангенс угла наклона линии равновесия — $\text{tg } \alpha = \frac{18}{7}$ (Коржинский, 1957), что соответствует $\alpha = 69^\circ$. Более крутой угол наклона линии равновесия эккерманит — магнетит — кварц = арфведсонит относительно оси $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ показывает, что образование арфведсонита за счет эккерманита и магнетита в большей мере зависит от увеличения потенциала натрия, чем кислорода. Поскольку данный процесс сопровождается поглощением воды, то проходит он с понижением температуры.

С магнезиальными арфведсонитами в альбитизированных породах массивов Вороти-Иначе и Нижне-Тарбагатайском находится эгирин. При вполне подвижном поведении магния парагенезис эгирин — арфведсонит при изменении состава амфибола будет определяться следующей схематической реакцией:



из которой видно, что нахождение эгирина в парагенезисе с арфведсонитом зависит только от привноса натрия.

Таким образом, можно отметить следующее:

1. В щелочных гранитоидах куналеийского комплекса изучены амфиболы трех групп: катофориты, феррогастингситы и арфведсониты — эккерманиты. Катофориты и феррогастингситы встречены в массивах, сложенных щелочными кварцевыми сиенитами, первичные амфиболы группы арфведсонита — эккерманита — в щелочных гранитах.

2. Щелочность исследованных амфиболов различная: наиболее высокая в арфведсонитах и катофоритах, феррогастингситы недосыщены щелочами ($\frac{Na + K}{Al} = 0,51 - 0,57$). Сопоставление составов амфиболов с петрохимическими особенностями вмещающих их пород показывает следующее: а) катофориты образуются в породах с высокой щелочностью ($a=22$) и низким содержанием полевошпатовой извести ($c=0$); б) феррогастингситы — в породах с повышенной щелочностью ($a=18$), при высоком содержании полевошпатовой извести ($c=2,8$); в) амфиболы группы арфведсонита — эккерманита — в породах с относительно невысокой щелочностью ($a=16$), но с низким содержанием алюминия (12—13%), благодаря чему они пересыщены щелочами и при пересчете анализов по методу А. Н. Заварицкого в них появляются характеристики \bar{c} и n' .

3. Формирование щелочных амфиболов происходило в условиях подвижного поведения натрия, кислорода и магния. Рассчитанные выше реакции позволяют выделить поля устойчивости отдельных групп амфиболов в зависимости от потенциалов натрия и кислорода (рис. 18). Феррогастингсит с магнетитом устойчив при низком потенциале натрия и высоком потенциале кислорода, и его поле выклинивается в сторону повышения потенциала натрия. Катофорит с ильменитом устойчив при более высоких, чем феррогастингсит, потенциалах натрия, и поле его устойчивости выклинивается в сторону повышения потенциала кислорода. Арфведсонит образуется при наиболее высоких потенциалах натрия, а рибекит с гематитом устойчив в широком интервале значений потенциалов натрия и при высоких потенциалах кислорода. В отсут-

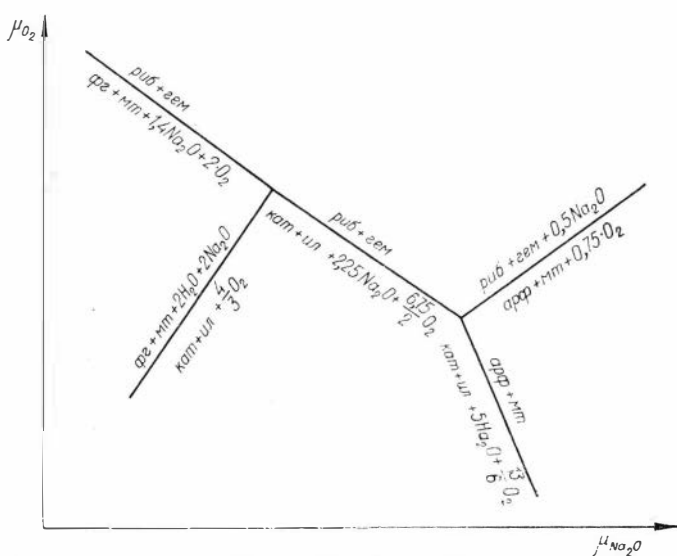


Рис. 18. Диаграмма полей устойчивости парагенезисов феррогастингсит — магнетит, катофорит — ильменит, арфведсонит — магнетит, рибекит — гематит в зависимости от потенциала щелочей и кислорода. Усл. обозн. см. рис. 15 и 16.

стве магнетита, при повышении окислительного потенциала, магнезиальные разности арфведсонита и рибекита неустойчивы и замещаются более железистыми. При наличии магнетита замещение магнезиальных разностей щелочных амфиболов более железистыми происходит при привносе натрия и понижении температуры.

4. Температуры образования амфиболов щелочных гранитоидов куналейского комплекса, судя по наблюдаемым взаимоотношениям, более высокие у феррогастингситов и катофоритов, чем у амфиболов группы арфведсонита.

По экспериментальным данным В. Г. Эрнста (1963), чистый рибекит неустойчив выше 515°C. По И. А. Островскому (1956), верхний температурный предел устойчивости натрово-железистых амфиболов при давлении от 125 до 1000 кг/см² составляет 695—725°C. Температуры образования магнезиорибекита для состава $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{MgO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 8\text{SiO}_2$ с избытком воды при давлении пара 2000 бар получены В. Г. Эрнстом (1963) в пределах 900°C.

Согласно экспериментальным работам Ф. В. Сыромятникова и И. П. Иванова (Тугаринов и др., 1963), изучавших натровый метасоматоз в куммингтонитовых сланцах магнезиорибекит образуется по куммингтониту при температурах от 450 до 700°C и давлении 1000 кг/см². Уменьшение давления до 400 кг/см² вызывало появление в пробах эгирина, а при давлении 200 кг/см² и ниже развивался эгирин без магнезиорибекита. Выше 2500 кг/см² щелочной амфибол не образовывался. Повышение концентрации кремнекислоты в растворе способствовало развитию эгирина по сравнению с магнезиорибекитом. Поле образования эгирина в этом случае расширялось в сторону более высоких давлений и более низких температур.

Изученные нами голубые амфиболы группы арфведсонита-эккерманита массивов Вороти-Иначе и Нижне-Тарбагатайского богаты магнием и образовались в постмагматическую стадию. О температуре их образования можно судить на основании температур гомогенизации газовой-жидких включений в кварце из тех же образцов, из которых анализировались амфиболы. Согласно замерам З. В. Щербаковой, они равны 570—670°C, что близко к экспериментальным данным. Соответственно катофориты и феррогастингситы, по которым развиваются арфведсониты, образовались при более высоких температурах.

5. Катофориты Мало-Куналейского массива по сравнению с феррогастингситами Ара-Билютайского массива значительно богаче магнием. В то же время содержащие катофориты породы Мало-Куналейского массива при сходном составе с породами Ара-Билютайского массива беднее магнием. Учитывая, что увеличение давления способствует образованию фаз с меньшим объемом и, следовательно, будет благоприятно для изоморфного замещения Fe^{2+} на Mg^{2+} , можно предположить, что породы Мало-Куналейского массива сформировались при более высоких давлениях, чем породы Ара-Билютайского массива.

6. Наличие в изученных щелочных сиенитах катофоритов, характерных для основных щелочных пород (Дир и др., 1965), свидетельствует о связи щелочных гранитоидов куналейского комплекса с основной магмой.

БИОТИТЫ

Среди темноцветных минералов щелочных гранитоидов куналейского комплекса биотит распространен ограниченно. Содержание его обычно меньше 1%, а в ряде случаев в амфиболовых сиенитах он отсутствует вовсе. Лишь в Ара-Билютайском и Нижне-Тарбагатайском массивах встречаются лейкократовые щелочные сиениты и щелочные граниты,

в которых биотит либо преобладает, либо является единственным темнокветным минералом. То же можно сказать относительно пород фации эндоконтакта в Петровск-Забайкальском и Мало-Куналейском массивах.

Особенности распределения биотита по массивам (см. табл. 2, 4—9) и данные по оптическим свойствам (табл. 29) указывают, что в щелоч-

Таблица 29

Оптические свойства биотитов из щелочных гранитоидов куналейского комплекса

Порода	Образец	N _m	Fe·100	Окраска и плеохроизм
			Fe+Mg	
1	2	3	4	5
<i>Мало-Куналейский массив</i>				
Нордмаркит	580-66	1,640	45	Красновато-бурый до светло-бурого
	250-66	1,672	74	
	585а-66	1,660	62	То же »
Гранит	254-66	1,647	50	Темно-бурый до светло-бурого
Щелочной гранит	244-70	1,631	35	Бурый до светло-бурого Зеленовато-бурый, светлый почти до бесцветного
	244-70	1,620	30	
<i>Куналейский массив</i>				
Щелочной кварцевый сиенит	Д-1197	1,666	65	Красновато-бурый до светло-бурого
	Д-1193	1,649	54	
	Д-1200	1,662	63	То же »
<i>Нижне-Тарбагатайский массив</i>				
Щелочной гранит	343-70	1,610	28	Светлый зеленовато-бурый почти до бесцветного
	37-66	1,620	30	
	39-66	1,611	28	То же
	41-66	1,603	19	Светло-бурый до бесцветного
	42-66	1,606	20	
Щелочной гранит Альбитизированный щелочной гранит	44-66	1,663	64	Бурый до светло-бурого
	47-66	1,650	54	
	17-66	1,603	19	Светло-бурый до бесцветного
	3-66	1,578	5	
4-66	1,580	6	»	
10-66	1,588	10	»	
<i>Петровск-Забайкальский массив</i>				
Биотитовый щелочной сиенит	491-70	1,640	45	Зеленовато-бурый до светло-бурого
<i>Ара-Билютайский массив</i>				
Биотитовый щелочной сиенит	87/1	1,620	29	Зеленовато-бурый, светлый до светло-бурого
	170-69	1,672	78	
Эгирин-биотитовый щелочной сиенит	192-69	1,647	52	Красновато-бурый Бурый
	192-69	1,624	32	
<i>Массив Вороти-Иначе</i>				
Биотит-амфиболовый щелочной сиенит	737-70	1,620	29	Зеленовато-бурый до светло-бурого

ных гранитоидах куналейского комплекса имеются две группы биотитов: более железистые с высоким показателем преломления и темной окраской и светлоокрашенные, маложелезистые биотиты с низкими показателями преломления. Биотиты первой группы развиты в щелочных сиенитах и кварцевых щелочных сиенитах Мало-Куналейского и Ара-Билютайского массивов, второй группы — в щелочных гранитах Нижне-Тарбагатайского массива, массива Вороты-Иначе и в биотитовых щелочных сиенитах Ара-Билютайского массива. Для определения железистости биотитов мы воспользовались кривой В. С. Соболева (1950), построенной для гранитов, а для маложелезистых разновидностей — В. Е. Трегера (1968). Биотиты гранитоидов куналейского комплекса обладают преимущественно умеренной железистостью, что не характерно для щелочных пород.

Для суждения о химическом составе биотитов мы имеем 9 анализов, из них 6 получены с помощью микроанализатора MS-46 фирмы «Сатеса». Проанализированы биотиты из лейкократовых биотитовых и биотитамфиболовых щелочных гранитов Нижне-Тарбагатайского массива, биотитосодержащих амфиболовых щелочных сиенитов массива Вороты-Иначе, из биотитовых, амфибол-биотитовых и эгирин-биотитовых щелочных сиенитов Ара-Билютайского массива, из биотит-эгирин-амфиболовых кварцевых сиенитов Куналейского массива и биотитовых щелочных сиенитов фации эндоконтакта Петровск-Забайкальского массива (табл. 30, 31).

В анализах, произведенных с помощью микроанализатора, дается только суммарное железо и не определена вода. Несмотря на это, для установления физико-химических условий формирования пород они представляют большой интерес. Важно также, что с помощью микроанализатора удалось определить состав биотитов, которые выделить из породы на химический анализ было практически невозможно. В то же время, поскольку в биотитах часть железа окислена до Fe^{3+} и если это не учитывать, то при пересчетах анализов на кристаллохимические формулы получаются искаженные результаты, в частности повышается доля SiO_2^{IV} , а следовательно, и соотношение между Al^{IV} и Al^{VI} координации. В связи с этим нами, как и в случае пироксенов и амфиболов, сделана попытка рассчитать в анализах биотитов двух- и трехвалентное железо. Принцип расчета был применен тот же — по литературным данным из пород, сходных с изучаемыми по составу, подбирались анализы максимально близкие к полученным по соотношению всех остальных компонентов к суммарному железу, трехвалентное железо в них переводилось в двухвалентное, вычислялась доля двухвалентного железа в анализе-этalone, а с ее помощью двух- и трехвалентное железо в нашем анализе. Поскольку вода не определялась, пересчет анализов на кристаллохимическую формулу производился из расчета 11 кислородов.

Критерием доброкачественности химических анализов, как известно, служит сумма окислов. Большинство исследователей считает анализы минералов доброкачественными, когда сумма окислов в них находится в пределах 99,5—100,8%. Критерии доброкачественности анализов биотитов метаморфических пород по отдельным катионам и воде приведены Е. Н. Ушаковой (1971). Основные из них (содержание воды, сумма октаэдрических катионов и сумма щелочей), судя по опубликованным в литературе анализам, справедливы и для анализов биотитов магматического и постмагматического генезиса. Для проверки доброкачественности наших анализов мы воспользовались данными критериями (Ушакова, 1971, с. 5—18).

В анализах биотитов, полученных с помощью микроанализатора, после пересчета железа на двух- и трехвалентное, без учета воды и с поправкой на фтор, сумма окислов колеблется от 95,58 до 97,66 (см. табл. 30). Доброкачественными считаются анализы биотитов, в которых

Химический состав биотитов щелочных гранитоидов куналейского комплекса, вес. %

Оксиды]	491-70	87/1-70	343-70	37-66		737-70		1197		192-69		172-69		170-69	
				1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	38,15	37,75	40,00	39,18	39,18	41,63	41,63	36,43	36,43	41,10	41,10	34,57	34,57	35,11	35,11
TiO ₂	3,50	3,70	1,47	1,56	1,56	1,92	1,92	5,05	5,05	1,89	1,89	17,70	1,70	1,82	1,82
Al ₂ O ₃	13,76	12,38	12,28	13,37	13,37	10,15	10,15	11,43	11,43	9,09	9,09	10,81	10,81	16,44	16,44
ΣFeO	—	—	—	18,63	—	13,13	—	21,05	—	18,23	—	36,14	—	28,29	—
Fe ₂ O ₃	6,44	3,85	3,07	—	4,72	—	3,50	—	8,42	—	4,66	—	6,82	—	5,35
FeO	11,76	11,61	9,05	—	14,34	—	9,98	—	13,47	—	14,04	—	30,00	—	23,48
MnO	0,56	0,78	1,74	0,23	0,23	1,44	1,44	0,46	0,46	3,01	3,01	1,45	1,45	0,98	0,98
MgO	12,55	15,61	19,09	12,14	12,14	17,58	17,58	11,55	11,55	11,46	11,46	1,50	1,50	4,27	4,27
CaO	0,95	2,30	Сл.	0,03	0,03	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,17	0,17	0,02	0,02
Na ₂ O	0,20	0,25	0,25	0,02	0,02	0,03	0,03	0,39	0,39	—	—	—	—	0,02	0,02
K ₂ O	8,50	8,26	9,44	9,34	9,34	9,53	9,53	8,98	8,98	9,21	9,21	8,19	8,19	8,76	8,76
Li ₂ O	0,05	0,24	0,32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,40	0,55	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,60	1,05	1,60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	1,76	2,37	3,00	4,70	4,70	3,00	3,00	—	—	3,00	3,00	0,75	0,75	0,50	0,50
П. п. п.	—	0,35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101,18	101,05	101,61	99,20	99,63	98,45	98,82	95,27	96,24	97,05	97,52	95,28	95,96	96,21	96,75
Поправка на F	-0,74	-1,02	-1,26	—	-1,97	—	-1,26	—	—	—	-1,26	—	-0,31	—	-0,21
Сумма .	100,44	100,03	100,35	—	97,66	—	97,56	—	—	—	96,26	—	95,65	—	96,54

Примечание. Анализы, полученные с помощью микроанализатора: 1 — данные микроанализатора; 2 — анализы с пересеченным двух- и трехвалентным железом. 491-70 — биотит из щелочного биотитового сиенита из эндоконтакта Петровск-Забайкальского массива; 87/1-70 — биотит из амфибол-биотитового сиенита Ара-Биллутайского массива; 343-70 — биотит из биотитового и 37-66 — из амфибол-биотитового щелочного гранита Нижне-Тарбагатайского массива; 1197 — биотит из биотит-эгрин-амфиболового щелочного кварцевого сиенита Куналейского массива. Биотиты из щелочных сиенитов Ара-Биллутайского массива: 192-69 — из биотит-эгринных, 172-69 — из биотит-амфиболовых, 170-69 — из биотитовых, 737-70 — биотит из биотит-амфиболовых щелочных гранитов массива Вороти-Иначе. Химические анализы биотитов произведены аналитиком А. В. Сухоренко, анализы с помощью микрозондирования сделаны аналитиком Л. Поспеловой (ИГиГ СО АН СССР).

Содержание основных компонентов в кристаллохимических формулах биотитов

Компоненты, параметры	491-70	87/1-70	343-70	37-66	737-70	1197	192-69	172-69	170-69
Si	2,810	2,892	2,875	2,958	30,500	2,750	3,142	2,880	2,744
Al _{IV}	1,190	1,108	1,046	1,042	0,880	1,066	0,858	1,056	1,256
Al _{VI}	0,040	0,014	—	0,146	—	—	0,008	—	0,257
Ti _{IV}	—	—	0,079	—	0,070	0,184	—	0,064	—
Ti _{VI}	0,195	0,211	0,003	0,091	0,036	0,106	0,111	0,041	0,108
Fe ³⁺	0,354	0,220	0,164	0,263	0,194	0,481	0,267	0,428	0,310
Fe ²⁺	0,725	0,741	0,549	0,902	0,612	0,871	0,898	2,083	1,536
Mn	0,035	0,051	0,104	0,014	0,088	0,032	0,193	0,105	0,065
Mg	1,377	1,780	2,048	1,361	1,919	1,302	1,313	0,184	0,503
Li	0,010	0,076	0,086	—	—	—	—	—	—
Ca	0,075	0,170	—	—	0,008	0,005	0,009	0,020	0,019
Na	0,020	0,036	0,036	—	0,008	0,054	—	—	—
K	0,796	0,810	0,868	0,898	0,889	0,871	0,903	0,867	0,874
OH	1,274	0,542	0,768	—	—	—	—	—	—
F	0,407	0,626	0,691	—	—	—	—	—	—
K _{ок}	0,328	0,230	0,230	—	—	—	—	—	—
f	44,740	36,300	28,500	46,400	31,780	51,520	50,840	93,420	79,170
Si/Al	2,350	2,580	2,750	2,490	3,470	2,580	3,660	2,730	2,180
$\frac{Mg+Fe}{Al}$	2,090	2,490	2,740	2,140	3,200	2,520	3,080	2,650	1,600
$\frac{Na+K}{Al}$	0,684	0,754	0,864	0,756	1,010	0,817	1,050	0,821	0,578
$\frac{Fe^{2+}}{R^{2+}} \cdot 100\%$	43,300	28,820	28,400	—	—	—	—	—	—
$\frac{Al \cdot 100}{Al+Mg+Fe+Si} \%$	18,650	16,300	15,210	17,76	13,050	16,390	12,970	15,670	22,670
$\frac{Mg}{Fe}$	1,245	1,833	2,611	1,154	2,146	0,941	0,966	0,070	0,263

(OH+F) содержится в пределах 1—3 формульных единиц, что соответствует 1,99—5,97 вес. % (H₂O+F). Количество воды, которое необходимо добавить в анализы для получения нужной суммы, укладывается в эти пределы. В пересчитанных на кристаллохимические формулы анализах (см. табл. 31), сумма октаэдрических катионов и щелочей находится в пределах 2,325—3,079 и 0,796—0,903 соответственно, что свидетельствует о доброкачественности приведенных анализов.

Согласно классификации Хейнриха (Heinrich a. oth., 1953), большая часть проанализированных нами биотитов относится к собственно биотитам, лишь в Нижне-Тарбагатайском массиве и массиве Вороти. Иначе мы имеем флогопиты, поскольку в них отношение магния к железу больше, чем 2:1. В дальнейшем, для удобства изложения, все слюды будем именовать биотитами.

При определении железистости биотитов по оптическим данным отмечалось низкое содержание в них железистого компонента. Это подтверждается и химическими анализами. В целом биотиты из пород куналейского комплекса по содержанию железистого компонента отлича-

ются весьма большим разнообразием не только в отдельных массивах, но и в пределах одного массива, в зависимости от состава вмещающих их пород. В Ара-Билютайском массиве биотиты из биотит-амфиболовых щелочных сиенитов, в которых амфибол представлен феррогастингситом, имеют наиболее высокую железистость, равную 93,4%, в биотитовых щелочных сиенитах, содержащих реликты плагиоклаза — 79,3%. В эгирин-биотитовых щелочных сиенитах, в которых, судя по взаимоотношению минералов, можно предположить, что эгирин развивается по биотиту, железистость биотита равна 50,8%. И, наконец, в амфибол-биотитовых щелочных сиенитах, где амфибол представлен голубыми разностями, по составу занимающими промежуточное положение между роговой обманкой и актинолитом, содержание железистого компонента в биотитах составляет 36,3%.

Сопоставление содержания железистого компонента в биотитах и сосуществующих с ними амфиболах показывает, что они близки между собой. При этом железистость амфиболов всегда несколько ниже, чем биотитов. Исключение составляет лишь биотит из биотит-амфиболового щелочного сиенита массива Вороти-Иначе, в котором железистость биотита ниже железистости амфибола (см. табл. 25, 26 и 31). По сравнению с железистостью вмещающих пород в подавляющем большинстве случаев железистость биотитов ниже. Лишь в биотитах из биотит-феррогастингситовых и биотитовых щелочных сиенитов Ара-Билютайского массива она примерно равна железистости породы. Повышенная железистость породы по сравнению с биотитом свидетельствует, что при становлении массивов потенциал кислорода был высоким и железо связывалось в магнетит. Этому не противоречит и состав рудных минералов в массивах, из которых изучены биотиты.

Второй отличительной особенностью исследованных слюд является богатство фтором, причем наиболее высокое содержание фтора в слюдах Нижне-Тарбагатайского массива. Большинство биотитов из щелочных гранитоидов куналейского комплекса относительно бедны алюминием, благодаря чему в анализах содержание Al^{VI} низкое, а в ряде случаев не все тетраэдрические позиции заняты Si и Al, и появляются вакантные места, которые заполняются титаном. По мнению Д. П. Сердюченко (1948), такой вид структурного изоморфизма имеет место при кристаллизации биотита в условиях высоких температур и повышенной щелочности. В то же время отношение суммы щелочей к алюминию меньше единицы и, следовательно, биотиты недосыщены щелочами. Лишь в биотит-амфиболовых щелочных сиенитах массива Вороти-Иначе и биотит-эгириновых щелочных сиенитах Ара-Билютайского массива это отношение чуть больше единицы. Соотношение между содержанием щелочей и алюминия в биотитах использовано А. А. Маракушевым и И. А. Тарариным (1965) для выделения гранитоидов различной щелочности. Хотя разбивка на группы по щелочности выполнена А. А. Маракушевым и И. А. Тарариным для биотитовых гранитов, биотиты из амфибол-биотитовых гранитов, в общем, подчиняются той же закономерности, что и биотиты из биотитовых гранитов — составы их ложатся на график $\frac{Si}{Al} - \frac{Mg + Fe}{Al}$ сравнительно узкой полосой с положительным наклоном в 45° , т. е. явления изоморфизма в биотитах из биотитовых и биотит-амфиболовых гранитоидов проходят по одной схеме. На составленной упомянутыми авторами диаграмме изученные биотиты попали в III—VI поля, близко к составам биотитов из щелочных интрузивных пород (рис. 19). Наиболее щелочными оказались биотит-эгириновые щелочные сиениты Ара-Билютайского массива (обр. 192-69) и биотит-амфиболовые щелочные сиениты массива Вороти-Иначе (обр. 737-70), наименее щелочными — биотитовые щелочные сиениты Ара-Билютайского массива и биотитовые щелочные сие-

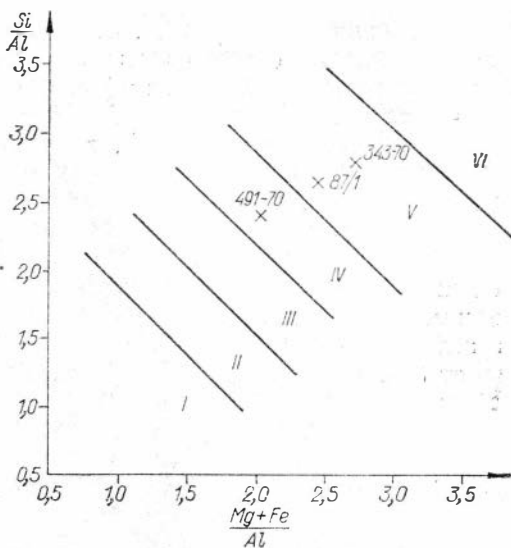


Рис. 19. Диаграмма составов биотитов мезозойских щелочных гранитоидов Западного Забайкалья.

I—VI — группы щелочности (по Маракушеву и Тарарину, 1965); 343-70 — из щелочного гранита Нижне-Тарбагатайского массива; 87/1 — из щелочного сиенита Ара-Билютайского массива; 491-70 — из щелочного сиенита фации эндоконтакта Петровск-Забайкальского массива.

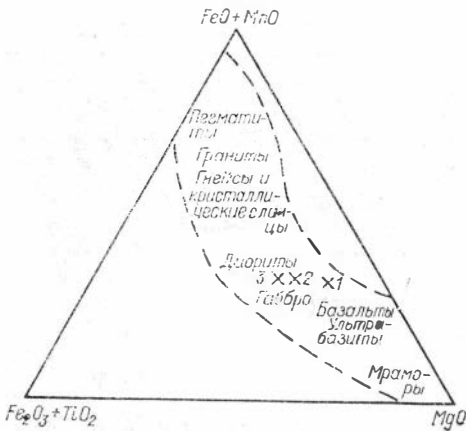


Рис. 20. Колебания химического состава флогопитов и биотитов в зависимости от типа материнских пород (по данным А. Е. Engel, С. G. Engel, 1960).

1 — обр. 343-70 — биотит из щелочного сиенита Нижне-Тарбагатайского массива; 2 — обр. 491-70 — биотит из щелочного сиенита фации эндоконтакта Петровск-Забайкальского массива; 3 — обр. 87/1 — биотит из щелочного сиенита Ара-Билютайского массива.

массива. Низкие содержания фтора отмечены в биотитах из гибридных щелочных сиенитов Ара-Билютайского массива.

Судя по наблюдаемым соотношениям в шлифах, биотиты в щелочных гранитоидах куналейского комплекса имеют как магматическое, так и постмагматическое происхождение. При этом в случае магматического происхождения биотит образуется в поздние стадии формирования породы, располагаясь в интерстициях зерен каликатровых полевых шпатов совместно с кварцем и аксессуарными минералами. Постмагма-

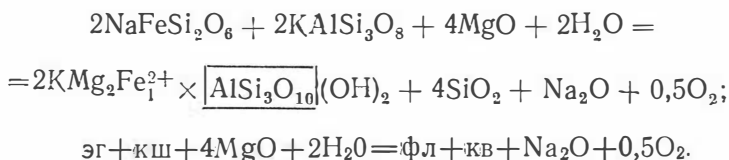
ниты из эндоконтактовой зоны Петровск-Забайкальского массива. Биотитовые щелочные сиениты Ара-Билютайского массива содержат реликты плагиоклазов и являются гибридными породами, благодаря чему щелочность их ниже, чем у других пород в том же массиве. Что касается биотитовых щелочных сиенитов фации эндоконтакта Петровск-Забайкальского массива, то здесь явное понижение потенциала щелочей в контактах массива, поскольку породы массива обладают повышенной щелочностью. Это видно и по составу темноцветных минералов, представленных щелочными амфиболами, и по коэффициентам аргитности пород, которые не ниже, чем в породах Нижне-Тарбагатайского массива и выше, чем в большинстве пород Ара-Билютайского массива (см. гл. IV). Такая же картина наблюдалась и в Мало-Куналейском массиве, где в узкой эндоконтактовой полосе изменился парагенезис темноцветных минералов, т. е. в щелочных кварцевых сиенитах вместо щелочных амфиболов, характерных для массива, появился биотит.

Биотиты на диаграмме составов флогопитов и биотитов в зависимости от типа материнских пород (рис. 20) попадают в поле габбро и диоритов, что еще раз указывает на наличие связи щелочных гранитоидов куналейского комплекса с основной магмой.

Особенность исследованных слюд — богатство их фтором. При этом наиболее богаты им слюды Нижне-Тарбагатайского

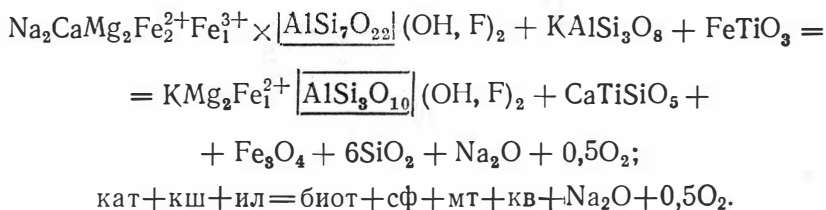
тический биотит развивается по эгирину, ферригастингситу, катофориту, а также вокруг рудных минералов на границе с калинатовым полевым шпатом.

При замещении эгирина биотитом, например в Нижне-Тарбагатайском массиве, вторичный биотит светлоокрашен, с низким показателем преломления и беден железом. По эгирину он может образоваться только при привносе магния. Алюминий и калий при этом могут быть заимствованы при разложении калиевых полевых шпатов. Схему реакции можно представить в следующем виде:



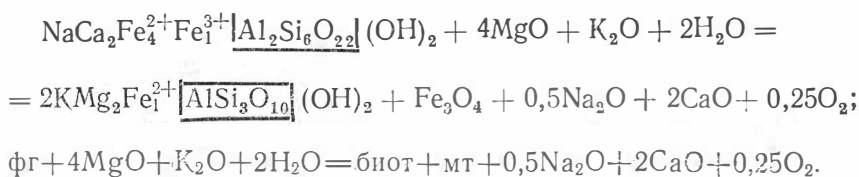
Реакция происходит при понижении температуры в условиях понижения потенциала натрия и кислорода, при вполне подвижном поведении магния.

Замещение катофорита биотитом наблюдалось в Мало-Куналейском массиве. Упрощенная реакция замещения может идти следующим путем:



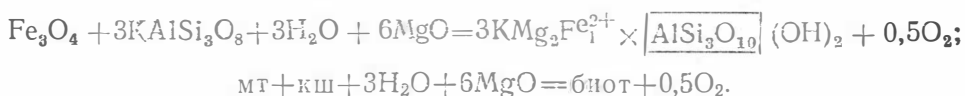
Полученный в результате реакции парагенезис соответствует составу пород фации эндоконтакта Мало-Куналейского массива. Судя по реакции, замещение происходит без понижения температуры и зависит только от понижения потенциала кислорода и натрия и, возможно, проходит в магматическую стадию.

Замещение ферригастингсита биотитом можно представить в следующем виде:



Как видно из реакции, замещение ферригастингсита биотитом происходит при понижении температуры.

И наконец, образование биотита на границе магнетита и калишпата возможно в результате следующей реакции:



Реакция образования биотита за счет магнетита и калишпата идет с поглощением воды, а следовательно, происходит с понижением температуры. Во всех рассмотренных реакциях был необходим привнос

магния, поскольку новообразованные биотиты, судя по светлой окраске и низким показателям преломления, богаты магнием. Таким образом, и на примере биотитов можно заключить, что формирование щелочных гранитоидов происходило при подвижном поведении магния. Все рассмотренные реакции протекают в условиях понижения окислительного потенциала.

РУДНЫЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Рудные титано-железистые акцессорные минералы широко используются исследователями при выявлении физико-химических условий образования горных пород, а также в качестве минералого-геохимических критериев при формационном расчленении различных генетических типов гранитоидов.

Нами изучались содержание и распределение, морфология, внутреннее строение, химизм и некоторые физические свойства акцессорных титано-железистых рудных минералов в щелочных породах ряда типоморфных массивов данного комплекса: Ара-Билютайском, Мало-Куналейском, Нижне-Тарбагатайском, Петровск-Забайкальском и массиве Вороти-Иначе. В рассматриваемых массивах рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом. Нередок гематит, чаще всего в виде вторичных выделений, замещающих магнетит и титаномагнетит, и реже в виде самостоятельных зерен.

Определение количественного содержания рудных минералов проводилось по методике, применяемой нами ранее при изучении акцессорных минералов гранитоидов Восточного Забайкалья (Завьялова, 1969). Для проверки содержания были сделаны подсчеты рудных минералов в шлифах (8—10 штук) из соответствующих пород с последующим переводом объемных процентов в весовые. Сопоставление обоих методов подсчета дало близкие результаты, с небольшим занижением при подсчете в шлифах. Например, определение содержания рудных минералов в крупнозернистом щелочном сиените Ара-Билютайского массива дало 2,6%, а при подсчете в шлифах — 2,2%. В щелочных гранитах Нижне-Тарбагатайского массива соответственно 1,5 вес. % рудных минералов в пробе и 1,3 вес. % в шлифах. Распределение акцессорных рудных минералов по массивам представлено в табл. 32. Общее количество рудных минералов в изучаемых породах довольно высокое и составляет в среднем 0,9—1,7 вес. %. При этом среднее содержание рудных акцессориев в центральных частях различных массивов оказалось очень близким — 1,0—1,1 вес. %.

Касаясь состава рудных минералов по массивам, следует отметить, что для большинства массивов главными рудными минералами являются магнетит и титаномагнетит, исключение составляет лишь Мало-Куналейский массив, где среди рудных минералов резко преобладает ильменит. Однако и здесь в узкой эндоконтактовой зоне массива, шириной в несколько метров, главным рудным акцессорием становится магнетит, содержание которого закономерно уменьшается по направлению от контакта к центру массива. При этом общее содержание рудных минералов в фации эндоконтакта выше (2,4 вес. %), чем в центральных частях массива (1,1—1,2 вес. %).

Аналогично распределены рудные минералы в Ара-Билютайском массиве; здесь щелочные сиениты центральной части массива содержат 1,0 вес. % рудных, а щелочные сиениты фации эндоконтакта (в восточной части массива) — 2,4 вес. %.

Иное распределение рудных минералов наблюдается в Нижне-Тарбагатайском массиве. В щелочных гранитах центральной части массива содержание рудных составляет 1,1 вес. %, а в гранитах фации эндоконтакта — 0,7 вес. %.

Содержание рудных минералов в щелочных гранитоидах куналейского комплекса, вес. %

Массив	Магнетит (титаномагнетит) + ильменит
Мало-Куналейский	
Центральная часть:	
I фаза	1,2 (2)
II »	1,1 (12)
III »	0,7 (10)
Фация эндоконтакта	2,3 (11)
Среднее по массиву (с учетом площади распространения фаз и фаций)	1,2
Вороти-Иначе	1,3 (8)
Нижне-Тарбагатайский	1,1 (8)
Центральная часть	
Фация эндоконтакта	0,7 (5)
Среднее по массиву	0,9
Петровск-Забайкальский	1,1 (13)
Ара-Билютайский	
Центральная часть	1,0 (6)
Фация эндоконтакта	2,4 (4)
Среднее по массиву	1,7

Примечание. Цифры в скобках — число проб.

Рассмотрим характер рудных минералов, их морфологические особенности, внутреннюю структуру и продукты их замещения по отдельным массивам.

В Ара-Билютайском массиве, сложенном щелочными сиенитами, среди рудных акцессорных минералов отмечены магнетит и титаномагнетит. Обычно они находятся совместно, но титаномагнетит заметно преобладает. Магнетиты и титаномагнетиты образуют неправильные зерна и реже округло-идноморфные кристаллы (ромбододекаэдры). Среди титаномагнетитов встречаются однородные зерна и зерна с вростками ильменита. Последние имеют вид тонких полосок, нередко пересекающихся под углом 70° , и неправильных пятен. В некоторых зернах титаномагнетита отдельные участки сложены ильменитом. Титаномагнетит с краев и вдоль полосок ильменита слабо замещен лейкоксеноподобным сфеном и гематитом. Зерна магнетита однородные, без включений и вростков. По периферии зерен и по трещинкам наблюдается слабое замещение их гематитом. В кварцсодержащих жильных щелочных сиенитах и биотитовых grano-сиенитах фации эндоконтакта, магнетиты и титаномагнетиты образуют октаэдрические кристаллы с многочисленными ступенями роста.

В Мало-Куналейском массиве рудные минералы представлены ильменитом, титаномагнетитом и магнетитом. В щелочных сиенитах главной интрузивной фазы, в центральной части массива, среди рудных минералов резко преобладает ильменит и в подчиненном количестве находится титаномагнетит. В контакте с вмещающими породами, в узкой эндоконтактной зоне, в породах увеличивается количество кварца, а среди рудных минералов господствующим становится магнетит и отсутствует ильменит. Морфология и внутреннее строение рудных минералов также меняются в зависимости от положения в массиве.

Ильменит центральной части массива имеет хорошую кристаллографическую огранку и образует толстотаблитчатые кристаллы с характерным гексагональным базисом; значительно реже встречаются зерна неправильной формы. Титаномагнетит отмечается в виде зерен неправильной формы и лишь изредка — в виде октаэдров со ступенями роста на гранях. Он богат вростками ильменита, образующего как тон-

кую, так и грубую решетку. В отдельных зернах ильменит слагает ряд участков по периферии зерен титаномагнетита. В подобных участках обычно содержатся мелкие включения магнетита.

Вторичные продукты по рудным минералам в этой части массива не характерны, изредка отмечается лишь слабая гематизация титаномагнетита. Магнетит и титаномагнетит эндоконтактной зоны массива образуют октаэдры со сглаженными ребрами. Внутренняя структура титаномагнетита однородная. И магнетит, и титаномагнетит интенсивно замещены гематитом и слабее сфеном. По мере удаления от контакта вглубь массива содержание магнетита уменьшается, однородный без продуктов распада титаномагнетит пород контакта постепенно сменяется титаномагнетитом с грубыми и частыми полосами ильменита, и появляется ильменит, который становится вскоре господствующим рудным минералом (табл. 33).

Титаномагнетиты щелочных мелкозернистых жильных сиенитов несколько отличаются от титаномагнетитов из щелочных сиенитов главной фазы массива. Среди них преобладают октаэдрические кристаллы, а зерна неправильной формы редки, вроски ильменита тонкие или отсутствуют вовсе. Грубые вроски ильменита, столь типичные для титаномагнетитов главной интрузивной фазы, здесь крайне редки. Очень интенсивна вторичная гематитизация, вплоть до образования зональных зерен с внешней корочкой мартита.

Таким образом, по внутреннему строению титаномагнетиты жильных мелкозернистых сиенитов очень похожи на титаномагнетиты фации эндоконтакта, но в отличие от них находятся в парагенезисе не с магнетитом, а с ильменитом.

В массиве Вороти-Иначе акцессорные рудные минералы щелочных сиенитов и граносиенитов центральных частей массива и фации эндоконтакта близки по своим особенностям. Они представлены чаще всего титаномагнетитом. Для него характерны зерна неправильной

Таблица 33

Изменение характера рудных минералов в эндоконтактной зоне Мало-Куналейского массива

Образец	Расстояние от контакта Ca -зальцов с вмещающими, м	Рудный минерал	Внутренняя структура	Морфология	Замещение
244-70	0, 1	Магнетит; единичные знаки ильменита	Однородный без вросков	Идиоморфно-округлые зерна со сглаженными ребрами	Значительная гематитизация, сростки со сфеном
245-70	5	Магнетит, титаномагнетит, ильменит	Титаномагнетит с тонкой ильменитовой решеткой (ильменита 1—4%)	Преобладают неправильные зерна, редко октаэдры	Слабая гематитизация титаномагнетита, сростки с ильменитом
246-70	25	Титаномагнетит и ильменит	Титаномагнетит однородный, без выделенный ильменита	Неправильные зерна и простые октаэдры	Сильная гематитизация. Зерна часто зональны, с мартитизированной корочкой
247-70	40	Титаномагнетит и ильменит	Титаномагнетит с грубой решеткой ильменита (ильменита 10—25%)	Неправильные зерна	Очень свежий, без замещения

формы с грубыми вростками ильменита в виде полос и отдельных участков. Реже титаномагнетиты однородные, без продуктов распада и замещения. Довольно часто наряду с титаномагнетитом отмечаются красноватые пластинчатые кристаллы гематита.

Несколько отличаются от рассмотренных рудные минералы щелочных гранитов массива. В этих породах совместно с титаномагнетитом, представленным здесь однородными зернами и зернами с тонкой ильменитовой решеткой, присутствует магнетит. Среди рудных минералов наряду с неправильными зернами отмечаются округлые кристаллы со сглаженными ребрами и реже — простые октаэдры.

Вторичные изменения рудных аксессуарных минералов массива проявились в гематитизации, более интенсивной в краевых частях массива. В эндоконтактовой зоне отмечается также незначительно проявленное замещение титаномагнетита сфеном.

В Петровск-Забайкальском массиве, сложенном щелочными сиенитами, рудные минералы представлены магнетитом и титаномагнетитом. Главным рудным минералом является магнетит, а титаномагнетит находится в подчиненном количестве, содержание его увеличивается лишь в биотитовых сиенитах фации эндоконтакта. Для магнетитов характерны простые октаэдры со следами роста на гранях, искаженные октаэдры и реже неправильные угловатые зерна. Последние чаще встречаются в амфиболовых сиенитах. Зерна магнетита однородные по строению, иногда с буроватым оттенком (мартитизированные). Титаномагнетиты находятся в виде изометрично-неправильных зерен, свежих, черных, слабомагнитных, однородных по своему внутреннему строению (отсутствуют структуры распада). Из вторичных изменений титаномагнетита следует отметить замещение зерен с периферии сфеном, более значительное в титаномагнетитах из эндоконтактовой зоны, менее — в титаномагнетитах центральной части массива. Часто наблюдается срастание титаномагнетита с крупными зернами сфена.

В Нижне-Тарбагатайском массиве, сложенном щелочными гранитами, главным рудным минералом центральной части массива является магнетит. В гранитах фации эндоконтакта к магнетиту присоединяется ильменит, а сам магнетит интенсивно мартитизирован, вплоть до образования полных псевдоморфоз мартита по магнетиту.

Для магнетита щелочных гранитов присущи октаэдрические кристаллы, слабо замещенные гематитом, и редко зерна неправильной формы, преимущественно у зональных мартитизированных магнетитов из эндоконтактовой зоны. Внутренняя структура магнетитов характеризуется отсутствием каких-либо продуктов распада.

На рентгенограммах все образцы магнетита обладают четкой кристаллической структурой и содержат заметную примесь ильменита, а в отдельных образцах — и гематита (табл. 34 и 35). Наиболее четко линии ильменита проявлены в магнетитах из щелочных сиенитов Ара-Билютайского и щелочных гранитов Нижне-Тарбагатайского массивов. Гематит отмечается не во всех образцах, причем линии его имеют слабую и среднюю интенсивность. Наибольшее число линий гематита средней интенсивности наблюдается в магнетитах из щелочных сиенитов Мало-Куналейского массива, щелочных гранитов Нижне-Тарбагатайского массива и в отдельных образцах из Ара-Билютайского массива.

Данные рентгенографических исследований хорошо согласуются с результатами наблюдений морфологии магнетитов в шлифах. Для ильменитов мы имеем лишь одну рентгенограмму (Нижне-Тарбагатайский массив), на которой основные линии, характерные для ильменита, проявлены сильно. Помимо ильменита имеются линии рутила.

Проанализированы ильмениты из пород трех фаз Мало-Куналейского массива и ильмениты Нижне-Тарбагатайского массива, магнетит

Рентгенограммы магнетитов из щелочных гранитоидов куналейского комплекса

5250		106-69		98-69, 38-66		168-69, 245-70		244-70, 580-66	
<i>I</i>	<i>dα</i>	<i>I</i>	<i>dα</i>	<i>I</i>	<i>dα</i>	<i>I</i>	<i>dα</i>	<i>I</i>	<i>dα</i>
3	4,85	3	4,85	3	4,85	3	4,85	3	4,85
1	3,70 ^x	1	3,70 ^x						
				3	3,68 ^x	1	3,68 ^x	3	3,68 ^x
5	2,96	5	2,96	5	2,96	5	2,96	5	2,96
1	2,75 ^x	1	2,74 ^x						
		1	2,68 ⁺	4	2,68 ⁺	3	2,68 ⁺	5	2,68 ⁺
10	2,526 ^{v,x}			10	2,526 ^{v,x}	10	2,526 ^{v,x}	10	2,526 ^{v,x}
1	2,416	1	2,416	1	2,416	1	2,416	1	2,416
1	2,214 ^x	1	2,214 ^x						
						1	2,200 ⁺		
				3	2,192 ^{x+}			3	2,192 ^{x+}
5	2,091	5	2,091	4	2,091	4	2,091	4	2,091
		2	2,024 ^x	1	2,024 ^x	1	2,024 ^x	3	2,024 ^x
1	1,864								
				5	1,836 ⁺	1	1,836 ⁺	5	1,836 ⁺
				2	1,716 ^{v,x}			2	1,716 ^{v,x}
1	1,711 ^{v,x}	1	1,711 ^{v,x}			2	1,713		
						2	1,689 ⁺		
				3	1,687 ⁺			4	1,687 ⁺
7	1,613	7	1,613	7	1,613	5	1,613	7	1,613
8	1,482 ^{v,x}	8	1,482 ^{v,x}	8	1,482 ^{v,x}	8	1,482 ^{v,x}	8	1,482 ^{v,x}
1	1,465 ^x								
				4	1,451 ⁺	1	1,451 ⁺	4	1,451 ⁺
2	1,325	2	1,325	1	1,325	1	1,325	1	1,325
				1	1,308 ⁺	1	1,308 ⁺	1	1,308 ⁺
3	1,278	3	1,278	3	1,278	3	1,278	3	1,278
1	1,263	1	1,263	1	1,263			1	1,263
						1	1,212		
2	1,210	2	1,210	2	1,210			2	1,210
		2	1,21					1	1,187 ⁺
		1	1,168					1	1,165
2	1,121 ^{v,x}	2	1,121 ^{xv}			2	1,122 ^{v,x}		
3	1,092 ^{v,x}	3	1,092 ^{v,x}	3	1,092 ^{v,x}	3	1,093 ^{v,x}		
2	1,049 ^{v,x}	2	1,049 ^{v,x}	2	1,049 ^{v,x}	2	1,049 ^{v,x}		

Примечание. Режим съемки: УРС-70 излучение СО, отфильтровано Ni фильтром, экспозиция 8 часов, $V=37$ кВ, $I=10$ мА, $d_{обр} = 0,25$ мм. Аналитик Л. М. Кривоуцкая, x — линии ильменита; + — линии гематита; v,x — линии магнетита и ильменита; v+ — линии магнетита и гематита.

Таблица 35

Интенсивность линий (*I*) и межплоскостные расстояния (*d*) ильменита из щелочного гранита Нижне-Тарбагатайского массива

Обр. 4-66		Ильменит (Михеев, 1957)		Рутил (Михеев, 1957)	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
Оч. сл	4,220	1	4,50		
Ср	3,720	4	3,70		
	3,240			8	3,24
С	2,749	10	2,74		
С	2,538	9	2,53		
Ср	2,240	3	2,23		
Ср — с	1,878	6	1,86		
Оч. сл	1,846				
С	1,732	8	1,72		
	1,684			10	1,68
Ср	1,508	7	1,504		
Ср	1,477	7	1,465		

Примечание. Режим съемки: излучение СО, отфильтровано Ni фильтром, экспозиция 19 часов, $V=37$ кВ, $I=10$ мА, $D=57,3$ мм, $d=0,25$ мм, оч. сл — очень слабая, ср — средняя, с — сильная. На пленке большой фон, минерал плохо окристаллизован. Аналитик Г. Д. Терлецкая (ИГиГ СО АН СССР).

из щелочного сиенита Ара-Биллютайского массива и мартит из эндо-контактной зоны Нижне-Тарбагатайского массива (табл. 36 и 37). Как видно из данных таблицы 37, в составе исследованных ильменитов от 68% до 89% приходится на собственно ильменит, а остальная часть на магнетит, рутил, сфен и примеси. Согласно П. Рамдору (1962), значительная смесимость ильменита с Fe_3O_4 возможна при высокой температуре. Что касается рутила, то масштаб смесимости TiO_2 с Fe^{2+} и Fe^{3+} не известен. Согласно исследованию Е. Ф. Зив (1956), рути-

Таблица 36

Химический состав рудных минералов из щелочных гранитоидов куналейского комплекса, вес. %

Окислы	582-66	580-66	249-66	250-66	584-66	17-66	47-66	106-69
SiO_2	0,88	0,76	1,10	0,60	0,70	4,29	1,62	1,90
TiO_2	49,24	50,00	49,00	50,00	50,00	48,43	5,03	4,19
Al_2O_3	0,38	0,19	0,19	0,19	0,09	0,38	0,57	0,20
V_2O_3	0,04	0,04	0,20	0,08	0,04	Сл.	0,20	0,08
Cr_2O_3	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	Сл.	Не обн.	Не обн.
Fe_2O_3	6,39	3,20	8,15	10,30	6,19	6,33	86,82	65,38
FeO	37,24	39,92	34,44	32,25	37,40	20,71	1,21	25,67
MnO	3,11	4,14	5,49	4,72	4,13	17,04	3,47	0,74
NiO	0,018	0,008	0,020	0,020	Не обн.	0,015	0,008	0,01
MgO	0,25	0,04	0,04	0,42	0,13	0,34	0,15	0,35
CaO	1,42	1,06	1,18	0,94	0,83	1,42	0,35	0,84
Na_2O	0,16	0,17	0,10	0,10	0,10	0,45	0,17	0,16
K_2O	0,21	0,15	0,12	0,12	0,13	0,24	0,14	0,14
Li_2O	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,03	0,04
Сумма . . .	99,43	99,77	100,14	99,83	99,84	99,70	99,77	99,70

Примечание. 582-66, 584-66 — из щелочных сиенитов Мало-Куналейского массива; 582-66 — ильменит из пород I фазы; 580-66 и 249-66 — ильменит из пород II фазы; 17-66 — ильменит из щелочного гранита Нижне-Тарбагатайского массива; 47-66 — мартит из щелочного граносиенита, там же; 106-69 — магнетит из щелочного сиенита Ара-Биллютайского массива. Анализы сделаны в лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик Э. С. Гулецкая.

Таблица 37

Пересчет химических анализов на минералы

Минералы	582-66	249-66	580-66	584-66	250-66	17-66	47-66	106-69
Ильменит	79,86	76,49	89,88	80,87	68,69	82,24	8,93	5,72
Магнетит	9,26	11,81	4,63	8,80	14,82	6,95	2,32	75,49
Гематит	—	—	—	—	—	1,40	84,30	12,30
Рутил	5,90	6,70	1,90	6,55	12,90	—	—	—
Сфен	2,16	4,12	2,55	2,75	1,96	4,90	1,18	2,75
Остаток	2,01	1,14	1,39	1,49	1,54	3,96	2,61	2,68
Сумма	99,19	100,26	100,35	100,46	99,91	99,45	99,34	98,94
Минералы ильменитовой составляющей:								
криттонит	72,38	64,76	81,16	71,91	58,31	45,5	1,06	3,04
гейклит	0,84	0,12	0,12	0,36	0,12	0,84	0,48	1,18
пирофанит	6,64	11,61	8,60	8,60	10,26	35,90	7,39	1,50

Примечание. Место отбора образцов см. в табл. 36.

Удельный вес рудных минералов из щелочных гранитоидов куналейского комплекса

Минерал	106-69	97-69	192-69	249-66	250-66	580-66	584-66
Магнетит	4,875	4,743	5,396	5,016	—	4,998	4,909
Ильменит	—	—	—	4,827	4,679	4,634	4,683

Примечание. 106-69, 97-69, 192-69 — Ара-Билютайский массив; 249-66, 250-66, 584-66 — Мало-Куналейский массив.

лизация ильменита происходит и в гипергенных условиях. При этом гипергенный рутил отличается от магматического чрезвычайной тонкозернистостью, пониженным удельным весом и растворимостью в кислотах.

Измерение удельного веса ильменитов, произведенное по методу И. М. Василевского (1960), показало, что ильмениты Мало-Куналейского массива (табл. 38) близки по удельному весу к кричтониту (FeTiO_3) и на диаграмме зависимости между содержанием двуокиси титана и удельным весом в различных разновидностях измененного ильменита, по Е. Ф. Зиву (1956), попадают в область неизменного ильменита и промежуточную область между неизменным и измененным ильменитом (рис. 21). Сопоставление удельного веса и содержание магнетитового компонента в ильмените (см. табл. 38) выявило прямую зависимость между удельным весом и содержанием примеси магнетита в ильмените.

Пересчет ильменитов на миалы (см. табл. 37) показал, что ильмениты Мало-Куналейского массива содержат кричтонит (FeTiO_3), гейкилит (MgTiO_3) и пирофанит (MnTiO_3), при резком преобладании кричтонита. Интересно отметить, что при значительном различии содержания ильменитовой составляющей в ильменитах Мало-Куналейского массива колебания в составе самой ильменитовой составляющей незначительны (кричтонит 85—90% относительных, гейкилит 0,1—1,0% и пирофанит 9—15%).

При сравнении составов ильменитов Мало-Куналейского и Нижне-Тарбагатайского массивов видно, что в последнем они очень богаты марганцем. Составы магнетита (обр. 106—69) и мартита (обр. 47—66), образующего псевдоморфозы по октаэдрам магнетита, характеризуются высоким содержанием TiO_2 (4,19—5,03%). Учитывая, что в анализируемых магнетитах имеются вроски ильменита, иногда слабо замещенные сфеном, при пересчете химических анализов на минеральный состав весь титан был связан в ильменит и сфен (см. табл. 37).

Составляющие анализ мартита Нижне-Тарбагатайского массива и магнетита из Ара-Билютайского массива показывают, что, несмотря на близкое количество примесей титаносодержащих минералов, т. е. при примерно одинаковом содержании титана, наблюдается существенное различие в распределении миалов ильменитовой составляющей в обоих образцах. Так, ильменитовая часть мартита Нижне-Тарбагатайского массива богата марганцем (пирофанита до 83%), а таковая магнетита из Ара-Би-

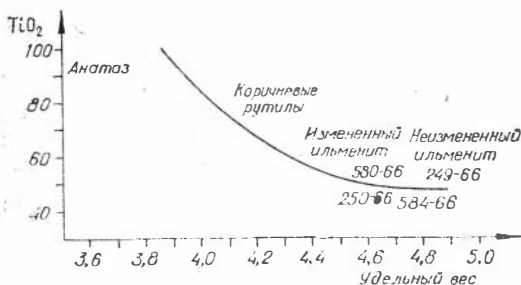


Рис. 21. Зависимость между удельным весом и содержанием двуокиси титана в ильменитах. Образцы № 249-66, 250-66, 580-66, 584-66 из щелочных сиенитов Мало-Куналейского массива.

люйского массива — железом (кричтонита до 53,2%), тогда как пиррофанита в нем лишь 26,1%. Таким образом, изучение химического состава рудных минералов Нижне-Тарбагатайского массива выявило богатство их марганцем.

На основании приведенного выше фактического материала можно отметить следующее.

1. Среднее содержание акцессорных железотитанистых минералов в отдельных массивах Куналейского комплекса составляет 0,9—1,7 вес. %. Такой большой разброс значений затрудняет использование данного критерия для генетического расчленения гранитоидов, поскольку среднее содержание железотитанистых минералов в отдельных массивах приближается к крайним значениям. Последние, согласно литературным данным (Фоминных и Свяжин, 1962), составляют для щелочных гранитоидов гранитной (сиалической) магмы 0,7 вес.%, а производных базальтоидной магмы 1,5—1,7 вес. %.

2. Содержание титана в титаномагнетитах куналейского комплекса высокое — порядка 4—5 вес. %. Повышенное содержание титана в титаномагнетитах характерно для гранитоидов базальтоидного происхождения (Штейнберг и др., 1964) и может служить признаком связи гранитоидов куналейского комплекса с базальтоидной магмой.

3. Морфология и внутреннее строение зерен титаномагнетита в щелочных гранитоидах куналейского комплекса отличаются большим разнообразием. Для Мало-Куналейского, Ара-Билютайского и Петровск-Забайкальского массивов, сложенных преимущественно щелочными сиенитами и кварцсодержащими щелочными сиенитами, характерны неправильные зерна и октаэдры. Последние часто богаты дополнительными гранями и пирамидами роста. В Нижне-Тарбагатайском массиве, сложенном щелочными гранитами, титаномагнетиты и магнетиты образуют идиоморфные октаэдры.

Внутренняя структура исследованных титаномагнетитов также не однородна. Как правило, они содержат пластинчатые вростки ильменита, образующие решетку. В центральной части массивов решетка грубая, в контактовых частях — тонкая или отсутствует совсем, что отражает различную скорость охлаждения краевых и центральных частей массива.

Морфология и внутренняя структура титаномагнетитов также используются в качестве критерия формационного расчленения щелочных пород. В. Г. Фоминных и Н. В. Свяжин (1964) отмечают, что в породах сиалического происхождения железотитановые рудные минералы представлены главным образом однородными, полигональными зернами магнетита, а в породах базальтоидного происхождения — титаномагнетитом в форме неправильных зерен с вростками ильменита, образовавшегося при распаде твердого раствора магнетита и ильменита. Магнетиты щелочных гранитоидов куналейского комплекса богаты ильменитом и, таким образом, несут в себе черты, характерные для щелочных гранитоидов базальтоидного происхождения. Что же касается морфологии кристаллов, то на нашем материале четко прослеживается зависимость кристаллов от кислотности пород. В щелочных гранитах магнетиты и титаномагнетиты обладают четкой кристаллографической огранкой, в щелочных сиенитах образуют неправильные зерна.

4. Повышенное содержание TiO_2 в магнетитах щелочных гранитоидов куналейского комплекса и наличие в них структур распада ильменита позволяют говорить о температурах формирования пород. Согласно данным П. Рамдора (1962), распад твердого раствора магнетита и ильменита происходит при температурах 600—800°C, следовательно, наши породы образовались при температурах не ниже 600—800°C.

5. Условия формирования пород отражены в соотношениях титаномагнетита и ильменита. При равном содержании титана и железа в по-

роде соотношение между магнетитом и ильменитом зависит от потенциала кислорода. Учитывая, что с глубиной увеличивается роль восстановительных условий и, следовательно, потенциал кислорода там ниже, в массивах, сформировавшихся в более глубоких условиях, среди железотитановых минералов будет преобладать ильменит. В этой связи из изученных массивов наиболее глубинным является Мало-Куналейский.

6. Помимо соотношения между ильменитом и магнетитом для выявления фаций глубинности можно использовать элементы-примеси в ильмените. Для этой цели удобен марганец, поскольку его ионный радиус больше ионного радиуса железа и повышение давления будет способствовать вхождению его в решетку ильменита (Щербина, 1965). Сопоставление ильменитов из Мало-Куналейского и Нижне-Тарбагатайского массивов показывает, что ильмениты первого значительно беднее марганцем и, следовательно, образовались на большей глубине.

7. Сопоставление двух критериев глубинности — соотношения титаномагнетита и ильменита и содержания марганца в ильменитах показывает, что массивы куналейского комплекса сформировались в различных по глубинности условиях, а именно: наиболее глубинным является Мало-Куналейский массив, менее глубинными — Ара-Билютайский и Нижне-Тарбагатайский.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАССИВОВ КУНАЛЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

В данной главе сделана попытка на основе анализа петрохимических особенностей пород отдельных изученных массивов куналейского комплекса проследить характер изменения химизма по фазам и фациям массива. Для решения данного вопроса нами использовано 134 анализа горных пород, из которых 101 анализ сделан из пород коллекций авторов.

Для характеристики петрохимических особенностей пород Мало-Куналейского массива мы имеем 26 химических анализов, из которых 5 анализов взяты из литературы. Химическими анализами охарактеризованы породы двух фаз становления массива: эндоконтактовой фации и жильные (табл. 39). Поскольку по химизму фациальные различия пород массива достаточно существенны, а в анализах, заимствованных из литературы, нет указаний, к какой фазе или фации они принадлежат, последние в таблице 39 выделены отдельно. Несмотря на четкие возрастные взаимоотношения фаз становления массива в петрохимическом отношении, они очень близки друг другу и соответствуют кварцевым щелочным сиенитам — нордмаркитам, отличаясь от последних несколько повышенным содержанием щелочей (Заварицкий, 1961). Для анализируемых пород характерно весьма незначительное изменение содержания SiO_2 — от 62% в первой фазе до 65% во второй, близкое содержание Al_2O_3 , преобладание FeO над Fe_2O_3 и Na_2O и над K_2O и низкое содержание MgO . В то же время между породами отдельных фаз наблюдаются и некоторые различия, отражающие особенности эволюции состава расплава. Так, от ранней фазы к более поздней уменьшается суммарное содержание железа с возрастанием роли трехвалентного железа, уменьшается содержание кальция, магния и титана. Суммарное содержание щелочей остается постоянным, но натрия имеет тенденцию к уменьшению в поздних фазах, а калий — к увеличению.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 22) векторы составов пород главной интрузивной фазы (II) ложатся правее и выше векторов нордмаркита по Р. Дэли (Заварицкий, 1960), что отражает их более высокую щелочность и лейкократовость. Состав нордмаркита Мало-Куналейского массива отличается от среднего состава одноименной породы по Р. Дэли и меньшим содержанием кальция, а соответственно и полевошпатовой извести.

Значительно сильнее, чем от первой фазы к третьей изменяется состав пород приконтактовой фации массива. Для них характерно повышенное содержание SiO_2 , приближающееся к таковому в гранитах, несколько более высокое содержание железа, чем в породах главной интрузивной фазы (II фаза, см. табл. 39), повышенное содержание алюминия и кальция и высокое, но более низкое, чем в породах главной интрузивной фазы, содержание щелочей. Соотношения двух- и трехвалентного железа и натрия и калия равны между собой. На диаграмме А. Н. Заварицкого вектор пород фации эндоконтакта (э на рис. 22) сдвинут влево и занимает промежуточное положение между нордмаркитом (21) и щелочным аплитом — пезанитом (124) по Р. Дэ-

Химический состав, числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, и дополнительные коэффициенты пород Мало-Куналейского массива

Оксиды	I фаза	II фаза	Фация андокси-такта	24,4-70 непо-средственный контакт	Среднее по пн-тературным дан-ным	Жильные			
						щелочной кварцевый сиенит	гранит-порфир (обр. 254-66)	аплит (обр. 253-66)	лампрофир (обр. 586-66)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	62,77	65,56	68,75	71,08	66,44	64,97	70,68	71,50	57,00
TiO ₂	0,78	0,48	0,43	0,24	0,59	0,66	0,47	0,40	0,98
Al ₂ O ₃	16,20	16,44	13,93	14,78	16,48	16,43	13,72	13,00	14,50
Fe ₂ O ₃	0,39	1,22	2,15	2,02	1,85	1,20	1,08	1,04	5,94
FeO	4,83	2,50	2,23	1,05	1,63	2,84	2,29	1,45	2,01
MnO	0,16	0,09	0,11		0,06	0,13	0,02	0,10	0,18
MgO	0,22	0,05	0,40	0,32	0,60	0,09	Не обн.	0,14	4,20
CaO	1,94	1,13	0,91	0,31	1,36	1,21	2,49	1,00	6,10
Na ₂ O	6,66	6,43	5,37	4,85	5,91	6,28	4,40	5,08	4,90
K ₂ O	5,18	5,51	5,24	5,20	4,54	5,39	3,92	5,50	2,80
Li ₂ O	0,021	0,02	0,023	—	—	0,021	0,019	0,012	0,01
P ₂ O ₅	0,19	0,087	0,092	—	0,12	0,09	0,09	—	—
F	0,06	0,071	0,051	—	—	0,09	0,037	—	—
H ₂ O-	0,14	0,21	0,07	0,07	—	0,14	0,08	—	—
П. п. п.	0,26	0,41	0,37	—	0,58	0,50	0,046	0,34	0,80
Сумма	99,80	100,21	100,13	99,92	100,16	100,04	99,34	99,56	99,42
Число анализов	3	5	5	1	5	5	1	1	1
<i>a</i>	21,6	21,5	18,1	17,5	19,2	21,4	14,9	16,9	14,5
<i>c</i>	2,2	—	—	0,3	1,3	0,1	1,5	—	2,2
\bar{e}	—	—	0,8	—	—	—	—	1,7	—
<i>b</i>	6,2	5,4	4,7	3,9	4,6	5,2	4,6	2,0	19,0
<i>s</i>	70,0	73,1	76,4	78,3	74,9	73,3	79,0	79,4	64,3
<i>a'</i>	12,9	—	—	23,3	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	81,7	69,3	64,0	65,0	66,7	73,0	66,7	29,6	36,9
<i>m'</i>	5,4	26,7	14,0	11,7	0	3,9	—	11,5	36,6
<i>c'</i>	—	4,0	22,0	—	33,3	23,1	33,3	58,9	26,5
<i>n</i>	66	64,0	59,6	62,0	63,4	64,0	63,4	54,2	72,7
ϕ	6,5	21,3	19,4	40,0	20,3	20,5	20,3	41,5	26,2
<i>i</i>	0,95	0,55	0,44	0,25	0,68	0,84	0,68	0,42	1,28
<i>Q</i>	-5,4	+3,2	+15,8	+21,3	+10,1	+3,8	+26,7	+22,9	-2,84
<i>f</i> _{ок}	0,08	0,28	0,42	0,62		0,21	0,32	0,38	0,73
100 Ti/Fe	13,6	11,8	7,7	5,9		12,1	11,1	13,0	10,3
100 Mn/Fe	3,2	2,6	2,5	—		3,2	6,2	4,2	2,4
(Na)	1,03	1,02	1,09	0,86		0,96	0,76	1,19	0,71
\bar{f}	94,0	94,6	89,0	85,0		95,0	100,0	89,0	50,0

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР; аналитики И. М. Гарагулина и А. В. Сухоренко.

$$f_{\text{ок}} = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$$

$$(\text{Na}) = \frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}}$$

$$f = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{Mn}}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}}$$

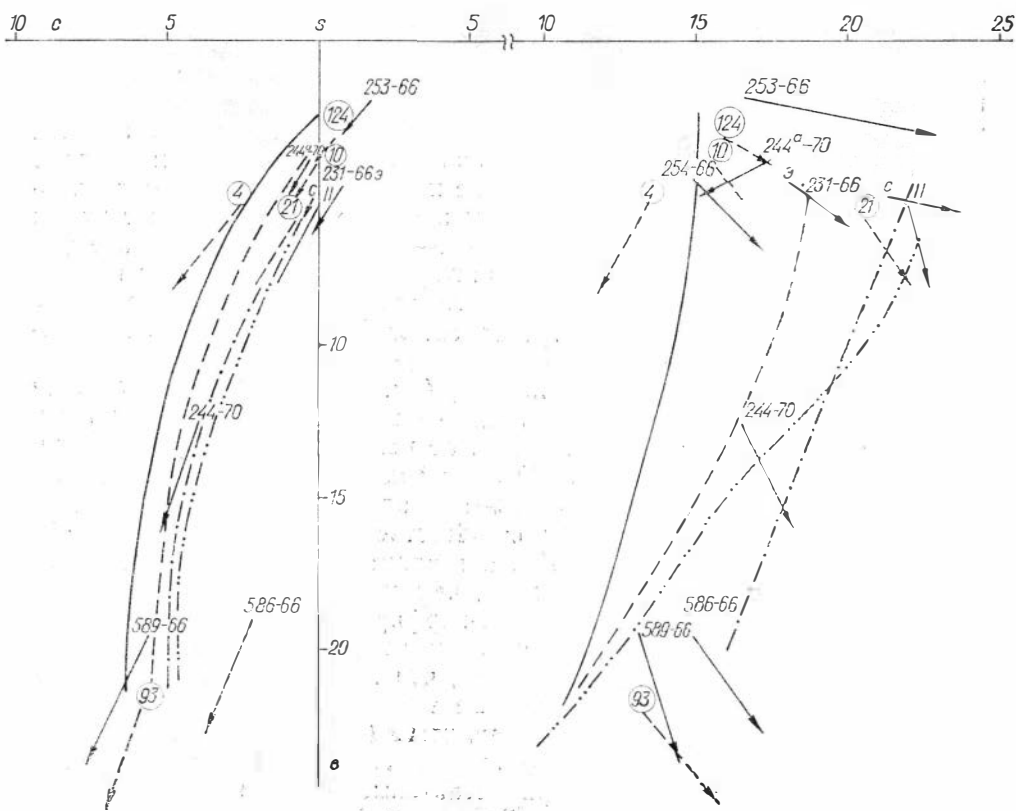


Рис. 22. Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому пород Мало-Куналейского массива.

II — средний состав пород главной интрузивной фазы; с — щелочные сиениты жильной фации; э — породы фации эндоконтакта; 244а-70 — щелочные сиениты в непосредственном контакте с вмещающими базальтами; 253-66 — аплиты; 254-66 — гранит-порфир; 231-66, 244-70, 589-66 — вмещающие эффузивы; 586-66 — лампрофир, приуроченный к массиву. Цифры в кружках — средние составы пород по Р. Дэли: 4 — гранит; 10 — щелочной гранит; 21 — нордмаркит; 93 — эссексит; 124 — пезанит. Линии на диаграмме — типы естественных ассоциаций вулканических горных пород (по Заварицкому, 1950, с. 314).

ли. Благодаря высокой щелочности и понижению содержания алюминия в породах эндоконтактовой фации, при пересчетах химических анализов появляется характеристика \bar{c} , а в составе темноцветных минералов возрастает роль кальция.

Особо следует остановиться на изменениях пород массива в непосредственном контакте с вмещающими породами по р. Малый Куналей. Здесь в узкой приконтактовой зоне, измеряемой десятками сантиметров, значительно увеличивается количество кварца, исчезают щелочные амфиболы и пироксены, появляется биотит, увеличивается количество магнетита и сфена, и породы по составу уже являются гранитами. Это соответствующим образом отразилось на химическом составе пород — возрастает содержание SiO_2 и Al_2O_3 , среди щелочей калий по весовому проценту начинает преобладать над натрием, трехвалентное железо резко преобладает над двухвалентным, уменьшается содержание кальция (см. табл. 39). При пересчете анализа обнаруживается пересыщенность породы глиноземом, вследствие чего появляется характеристика a' : Вектор состава в правой части диаграммы (244-70) сдвигается еще более вправо по направлению к вектору состава щелочного аплита (124). Все это свидетельствует о поокислении пород фации эндоконтакта, причем наиболее сильно оно проявляется в непосредственном контакте с вмещающими базальтами.

Среди жильных пород, приуроченных к массиву, выделяются две группы: 1) щелочные кварцевые сиениты, близкие по химизму и составу к породам массива и отличающиеся от них в основном только мелкозернистой структурой и 2) лампрофиры, гранит-порфиры и аплиты, не содержащие в своем составе щелочных темноцветных минералов и по минералогическому составу близкие к породам известково-щелочного ряда. Вместе с тем жильные породы второй группы обладают рядом черт химизма, характерных для массива, — они значительно богаче щелочами и беднее магнием, чем соответствующие им по составу породы известково-щелочного ряда, двухвалентное железо в них (исключая лампрофиры) преобладает над трехвалентным, а среди щелочей — натрий над калием.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 22) вектор состава жильных щелочных сиенитов (*c*) ложится вблизи состава пород главной интрузивной фазы (II), отличаясь от него меньшим значением характеристики *a* и относительно большим содержанием кальция. Векторы составов гранит-порфиров (254-66) и аплитов (253-66) в правой части диаграммы располагаются соответственно вблизи векторов щелочных гранитов, по Р. Дэли (10), и пэзанитов (124), причем гранит-порфиры несколько беднее щелочами, чем щелочные граниты, а аплиты — богаче, чем пэзаниты. И гранит-порфиры и аплиты жильной фации массива беднее железом, чем щелочные граниты и пэзаниты.

Приведенный материал показывает, что по химизму гранит-порфиры и аплиты приближаются к породам эндоконтактной фации массива. Особенно близки друг другу аплиты (обр. 253-66) и щелочные граниты в непосредственном контакте массива с базальтами. А. П. Пономаревой (1970), изучавшей приконтактные явления магматической стадии в многофазных интрузиях Западного Узбекистана, отмечалось, что в случае накопления летучих в апикальных и приконтактных частях интрузивов наблюдается покисление пород и возникает фация эндоконтакта, предвосхищающая собой состав пород следующей интрузивной фазы. Наш фактический материал подтверждает данное положение. Таким образом, можно считать, что не только мелкозернистые щелочные сиениты принадлежат жильной фации, но и не щелочные жильные породы, приуроченные к Мало-Куналейскому массиву, генетически связаны с этим массивом.

Помимо пересчета химических анализов по А. Н. Заварицкому нами вычислены коэффициенты агпаитности, окисления, титан-железного отношений и железистости пород (см. табл. 39). Для всех пород массива, исключая лампрофиры, гранит-порфиры и щелочные граниты в контакте с вмещающими породами, характерен близкий к единице и более высокий коэффициент агпаитности, что обуславливает агпаитовый порядок кристаллизации. Однако, несмотря на высокое значение коэффициента агпаитности, в породах массива отсутствуют титано- и цирконосиликаты, характерные для пород, пересыщенных щелочами. Железистость пород массива высокая, понижающаяся по направлению к контакту. Коэффициент окисления низкий, резко увеличивающийся в эндоконтактной фации, и особенно в непосредственном контакте с вмещающими породами. Коэффициент окисления нещелочной части пород жильной фации выше, чем пород массива, и близок к коэффициенту окисления в эндоконтактной фации массива. Величина парциального давления кислорода, а следовательно, соотношение между двух- и трехвалентным железом в значительной степени зависит от глубинности. Низкий коэффициент окисления пород массива может говорить об относительно большой глубине его формирования. Титан-железные отношения в породах массива колеблются в относительно небольших пределах, с тенденцией к понижению от первой фазы ко второй и далее к фации эндоконтакта. Жильная серия по титан-железно-

Химический состав, числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, и дополнительные коэффициенты пород северного экзоконтакта Мало-Куналейского массива

Оксиды	589-66	236-70	211-70	244-70	228-70	231-66
1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,80	52,80	52,70	56,64	68,50	69,20
TiO ₂	1,25	1,20	1,20	1,00	0,40	0,40
Al ₂ O ₃	17,64	17,80	17,00	17,68	15,10	13,60
Fe ₂ O ₃	5,60	5,82	4,64	3,70	0,58	1,51
FeO	3,86	3,40	3,92	2,88	2,45	3,03
MnO	0,13	0,14	0,14	0,10	0,05	0,10
MgO	4,69	3,37	2,02	2,38	He обн.	He обн.
CaO	6,48	7,51	3,75	4,96	2,35	0,83
Na ₂ O	4,02	4,26	4,72	5,44	3,92	5,00
K ₂ O	2,72	2,36	3,30	2,76	5,08	5,20
Li ₂ O	0,016	0,02	0,03	0,018	0,04	0,03
P ₂ O ₅	0,57	0,59	0,59	0,41	0,16	0,07
F	0,11	0,10	0,15	0,11	0,08	0,05
H ₂ O	0,28	0,60	0,40	0,26	0,90	0,26
П. п. п.	0,45	0,30	5,75	1,23	0,60	0,63
Сумма	99,62	100,27	100,31	99,57	100,21	99,91
Поправка на F ₂ =0	-0,05	-0,04	-0,06	-0,05	-0,03	-0,02
Сумма	99,57	100,23	100,25	99,52	100,18	99,89
<i>a</i>	13,1	13,2	16,5	16,4	16,0	17,8
<i>c</i>	5,6	5,7	4,2	4,0	2,1	—
<i>c̄</i>	—	—	—	—	—	0,3
<i>b</i>	19,5	18,1	12,9	12,6	3,8	4,8
<i>s</i>	61,8	63,0	66,4	67,0	78,1	77,1
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—
<i>j'</i>	45,2	46,6	65,0	49,0	78,2	79,5
<i>m'</i>	41,9	32,7	28,7	33,0	—	—
<i>c'</i>	12,9	20,7	6,3	18,0	21,8	20,5
<i>n</i>	69,3	73,4	68,5	75,0	53,8	58,6
<i>φ</i>	25,2	28,0	33,3	25,9	14,5	19,4
<i>t</i>	1,78	1,7	1,7	1,3	0,4	0,4
<i>Q</i>	-8,4	-6,1	-4,4	-2,7	+22,1	+18,3
<i>f</i> _{ок}	0,57	0,6	0,51	0,53	0,2	0,48
100 Ti/Fe	10,9	12,5	13,3	12,1	11,9	7,1
100 Mn/Fe	1,5	0,8	1,2	1,6	2,4	2,2
(Na)	0,45	0,46	0,58	0,62	0,67	1,02
<i>f</i>	51,6	58,8	69,7	59,4	100,0	100,0

Примечание. 589-66 — базальт, в 2 км от контакта, р. М. Куналей; 236-70 — базальт, в 1 км от контакта р. М. Куналей; 211-70 — базальт, в 20 м от контакта, падь Пашина; 244-70 — кварцевый базальт, в непосредственном контакте с массивом, р. М. Куналей; 228-70 — липарит, в 100 м от контакта, падь Пашина; 231-66 — липарит, р. Б. Куналей. Обозначения дополнительных коэффициентов см. в табл. 39.

му отношению близка к породам массива. Марганец-железное отношение изменяется очень незначительно, с тенденцией к увеличению в жильной фации. По абсолютному значению оно близко к марганец-железному отношению субщелочных и щелочных пород габбро-диорит-сиенитовой группы Алтае-Саянской складчатой области (Абрамович и Высокоостровская, 1963).

Петрохимические особенности фаций эндоконтакта Мало-Куналейского массива изучались для пород северной части массива, где вмещающими породами являются эффузивы цаган-хунтейской (?) свиты (табл. 40). Базальты цаган-хунтейской свиты (?) (анализы 589-66 и 236-70) по химическому составу близки к эссекситам и трахидолеритам, т. е. имеют явно выраженный щелочной уклон. Контакты массива с базальтами резкие. В непосредственном контакте и на расстоянии первых десятков метров от массива в базальтах увеличивается содержание щелочей и уменьшается содержание кальция и магния. Непосредственно в контакте в базальтах увеличивается содержание SiO_2 и по химизму они приближаются к трахиандезитам. Липариты цаган-хунтейской свиты (?) (анализы 231-66, 228-70) по химизму очень близки к пантеллеритам (Заварицкий, 1955, с. 311), т. е. также имеют явно выраженный щелочной уклон.

Таким образом, пространственная приуроченность эффузивов цаган-хунтейской свиты (?) и щелочных сиенитов, близость времени их образования и общие черты химизма, такие как повышенная щелочность и бедность магнием, позволяют говорить о комагматичности эффузивов этой свиты и щелочных сиенитов куналейского комплекса. Характер эндо- и экзоконтактных фаций свидетельствует об отсутствии или слабом развитии явлений гибридизма при становлении массива.

Массив Вороты-Иначе

Для петрохимической характеристики массива Вороты-Иначе мы располагаем семью химическими анализами горных пород, отобранных из центральной и приконтактной частей массива (табл. 41). По минералогическому составу и химизму породы центральной части массива близки к нордмаркитам, породы же эндоконтактной фации — к щелочным гранитам.

Нордмаркиты центральной части массива, согласно классификации А. Н. Заварицкого (1960), относятся к классу пород слабо пересыщенных SiO_2 и пересыщенных щелочами. Характеристики a у них высокие — около 20, натрия и калий содержатся в равных весовых количествах, с постоянным небольшим преобладанием натрия над калием. Характеристики v не превышают 5, отражая лейкократовый характер породы. Содержание кальция и магния низкое, значительно ниже, чем в средних составах нордмаркитов по Р. Дэли.

В краевых приконтактных частях массива отчетливо увеличивается содержание SiO_2 и породы по химизму приближаются к щелочным гранитам. При этом наиболее богаты SiO_2 породы северной части (обр. 258-70), контактирующие с кварцевыми диоритами и гранодиоритами бичурского комплекса. Абсолютное содержание щелочей, а вместе с ними и характеристике a по направлению к западному и северному контактам уменьшается, а на юго-востоке оно такое же, как и в центральной части массива. Соотношение между натрием и калием для большинства пород массива близко к единице, и лишь в юго-восточной приконтактной части возрастает роль натрия, что является отражением интенсивно развитого здесь процесса альбитизации. Суммарное содержание железа в центральной и юго-восточной частях массива одинаково, а в северной и западной — возрастает.

Химический состав пород и числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, пород массива Вороти-Иначе

Оксиды	731-70	736-70	740-70	258а-70	270-70	268-70	266-70
SiO ₂	66,28	65,76	68,44	73,78	69,12	66,52	70,16
TiO ₂	0,53	0,80	0,55	0,46	0,70	0,83	0,63
Al ₂ O ₃	16,70	15,04	14,83	11,44	13,92	15,67	14,17
Fe ₂ O ₃	2,20	3,88	1,85	3,56	2,33	2,20	2,05
FeO	1,34	1,65	2,27	0,82	1,53	1,34	1,37
MnO	0,13	0,11	0,34	0,23	0,18	0,20	0,15
MgO	0,17	0,08	0,34	0,34	0,68	0,85	0,59
CaO	0,59	0,82	0,47		He обн.		
Na ₂ O	5,96	5,60	5,20	4,37	6,00	5,92	5,50
K ₂ O	5,60	5,40	5,28	4,10	5,00	5,20	4,88
P ₂ O ₅	He обн.		0,06	He обн.		0,02	He обн.
H ₂ O ⁻	0,20	He обн.	0,08	0,10	He обн.		0,10
П. п. п.	0,47	0,37	0,41	0,29	0,57	0,56	He обн.
Сумма	100,17	99,51	100,12	99,49	100,03	99,31	99,60
Nb ₂ O ₅	0,0036	0,0076	0,0058	0,0072	0,0028	0,0020	0,0017
Ta ₂ O ₅	0,00012	0,00028	0,00043	0,00024	0,00013	0,00024	0,00016
ZrO ₂	0,0632	0,0752	0,180	0,1656	0,0752	0,0472	0,0440
F	0,02	0,01	0,133	0,085	0,15	0,015	0,015
Li ₂ O			0,037				
a	21,0	19,8	18,62	14,7	18,1	20,1	18,3
c	0,6	—	0,36	—	—	—	—
c̄	—	—	—	0,4	1,9	—	0,3
b	3,7	5,9	4,71	3,9	2,8	5,2	3,8
s	74,7	74,3	76,29	81,0	77,2	74,7	77,6
a'	—	—	—	—	—	10,0	—
f'	85,0	81,0	84,0	88,5	57,0	63,0	74,0
m'	9,0	3,0	12,0	11,5	43,0	27,0	26,0
c'	6,0	16,0	4,0	—	—	—	—
n	62,0	61,0	60,0	61,0	64,5	63,0	63,0
φ	51,0	54,0	33,0	66,0	—	36,0	38,0
t	0,55	0,91	0,6	0,49	0,78	0,9	0,7
Q	+6,8	+9,0	+15,0	+32,2	+16,3	+9,2	+18,0
f	90,0	89,0	86,6	88,5	75,0	70,0	74,0
(Na)	0,92	1,0	0,94	0,68	1,17	0,95	1,02

Примечание. 731-70 — альбитизированный кварцевый сиенит, центральная часть массива; 736-70 — лейкократовый кварцевый сиенит, там же; 740-70 — лейкократовый гранит, западная, приконтактовая часть массива; 258а-70 — лейкократовый гранит, северная, приконтактовая часть массива; 270-70 — альбитизированный эгирин-арфведсонитовый гранит, юго-восточная приконтактовая часть массива; 268-70 — альбитизированный арфведсонитовый кварцевый сиенит, там же; 266-70 — альбитизированный эгирин-арфведсонитовый гранит, там же. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик Н. Зоркина.

$$f = \frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg} \quad (Na) = \frac{Na_2O}{Al_2O_3 - K_2O}$$

Коэффициенты окисления, титан-железное и марганец-железное отношения, агпаитность и железистость пород массива Вороти-Иначе

	731-70	736-70	740-70	258а-70	270-70	268-70	266-70
$f_{ок}$	0,60	0,67	0,63	0,77	0,54	0,57	0,56
Ti/Fe	10,0	10,8	10,8	8,5	14,0	14,0	17,0
Mn/Fe	2,2	1,7	8,6	5,3	6,0	4,4	6,5
(Na)	0,92	1,00	0,94	1,04	1,17	0,95	1,02
f	90,0	89,0	86,6	88,5	75,0	70,0	74,0

$$\text{Примечание. } f = \frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg}; \quad (Na) = \frac{Na_2O}{Al_2O_3 - K_2O}; \quad f_{ок} = \frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3}$$

Номера анализов см. примечание к табл. 41.

Для всего массива в целом характерно преобладание трехвалентного железа над двухвалентным и вследствие этого высокий коэффициент окисления (табл. 42). При этом наиболее высокие значения его наблюдаются в северной части массива, а наиболее низкие — в юго-восточной.

Величина коэффициента окисления определяется потенциалом кислорода и в основном зависит от глубинности (Куцев, 1964). Данные по химизму не противоречат геологическим, согласно которым глубина формирования массива Вороти-Иначе невелика. Титан-железное отношение высокое, постоянное в центральной и западной частях массива, несколько понижающееся в северной и резко увеличивающееся в юго-восточной части. Понижение титан-железного отношения в северной части массива, учитывая постоянство содержания железа, можно объяснить понижением содержания титана, что характерно для более кислых пород. Увеличение же титан-железного отношения в юго-восточной приконтактовой части массива вызвано увеличением содержания титана. Последнее не характерно для пород, богатых SiO_2 , какими являются породы данной части массива. Марганец-железное отношение в центральной части массива низкое, в краевых частях массива оно резко повышается. Увеличение марганец-железного отношения в кислых породах связывают с процессом кристаллизационной дифференциации на значительных глубинах, а также отмечают для пород повышенной щелочности (Абрамович, Высокоостровская, 1963). В нашем случае нет признаков, свидетельствующих о наличии кристаллизационной дифференциации при становлении массива, да и сам массив, судя по геологическим данным, сформировался на малых глубинах. Что касается повышенной щелочности, способствующей увеличению марганец-железного отношения, то она высока по всему массиву, отражением чего служат высокие и примерно равные значения коэффициентов агпаитности. Железистость пород, т. е. соотношение между железом и магнием, для всего массива высокая и примерно остается на одном уровне, резко уменьшаясь в юго-восточной эндоконтактовой части.

Таким образом, по ряду признаков — пониженному окислительно-му потенциалу, повышенному содержанию титана и низкой железистости — юго-восточная эндоконтактовая фация существенно отличается от остальной части массива. В минералогическом отношении это проявляется интенсивной альбитизацией и широким развитием постмагматических амфиболов арфведсонитового ряда и эгирина.

Вмещающими породами массива Вороти-Иначе на севере, востоке и юго-востоке служат гранитоиды бичурского комплекса (кварцевые

диориты, гранодиориты, аплиты), на юге и западе — вулканогенные образования цаган-хунтейской свиты (трахиандезито-базальты, трахиплариты) (табл. 43). Сопоставление пород массива Вороти-Иначе с вмещающими породами показывает, что по химизму породы северной части массива резко отличаются от вмещающих (анализы 258а-70, см. табл. 41; 257-70, табл. 43). В юго-западной части массива различия менее заметны. Вмещающие породы от пород массива отличаются

Таблица 43

Химический состав и числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, пород, вмещающих массив Вороти-Иначе

Окислы	257-70	265-70	751-70	755-70	756-70
SiO ₂	60,00	72,08	53,32	70,98	63,80
TiO ₂	1,05	0,30	0,95	0,83	1,38
Al ₂ O ₃	16,48	14,03	16,86	14,08	16,97
Fe ₂ O ₃	2,84	0,76	5,00	1,10	1,80
FeO	3,80	1,74	5,18	1,74	2,32
MnO	0,14	0,10	0,37	0,06	0,20
MgO	2,71	0,51	3,73	0,34	1,02
CaO	4,25	He обн.	6,14	0,83	1,77
Na ₂ O	4,45	4,52	5,08	3,47	6,16
K ₂ O	2,62	4,98	1,66	6,50	3,40
P ₂ O ₅	0,08	He обн.	0,42	He обн.	0,06
H ₂ O	He обн.	»	0,10	»	He обн.
П. п. п.	0,92	0,39	0,77	»	0,53
Сумма	99,34	99,41	99,58	99,93	99,41
Nb ₂ O ₅	0,0024	0,0008	0,0013	0,0016	0,0013
Ta ₂ O ₅	0,00012	0,00012	0,0002	0,00015	0,00016
ZrO ₂	0,0336	0,0320	0,0216	0,0376	0,0320
F	0,015	0,065	0,100	0,010	0,030
<i>a</i>	13,8	16,5	13,9	17,4	19,2
<i>c</i>	4,3	—	4,6	0,9	2,1
<i>ē</i>	—	—	—	—	—
<i>b</i>	11,7	4,4	19,2	2,9	5,7
<i>s</i>	60,2	78,9	62,3	78,8	73,0
<i>a'</i>	—	31,9	—	—	—
<i>j'</i>	52,6	50,7	50,0	90,7	68,6
<i>m'</i>	39,1	17,4	33,2	7,0	30,0
<i>c'</i>	8,3	—	16,8	2,3	1,4
<i>n</i>	72,0	56,3	82	44,8	73,5
<i>φ</i>	21,0	14,5	22,4	33,0	26,5
<i>ε</i>	1,9	0,3	1,3	0,34	1,7
<i>Q</i>	-1,5	+25,0	-7,8	+21,9	+5,5

Примечание. 257-70 — кварцевый диорит, падь Ракушка (бичурский комплекс); 265-70 — аплит, падь Белая Речка (бичурский комплекс); 751-70 — трахиандезито-базальт, падь Кузьмина (цаган-хунтейская свита (?)); 755-70 — трахипларит, там же; 7500-70 — лейкократовый мелкозернистый гранодиорит, там же. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР; аналитик Н. Зоркина.

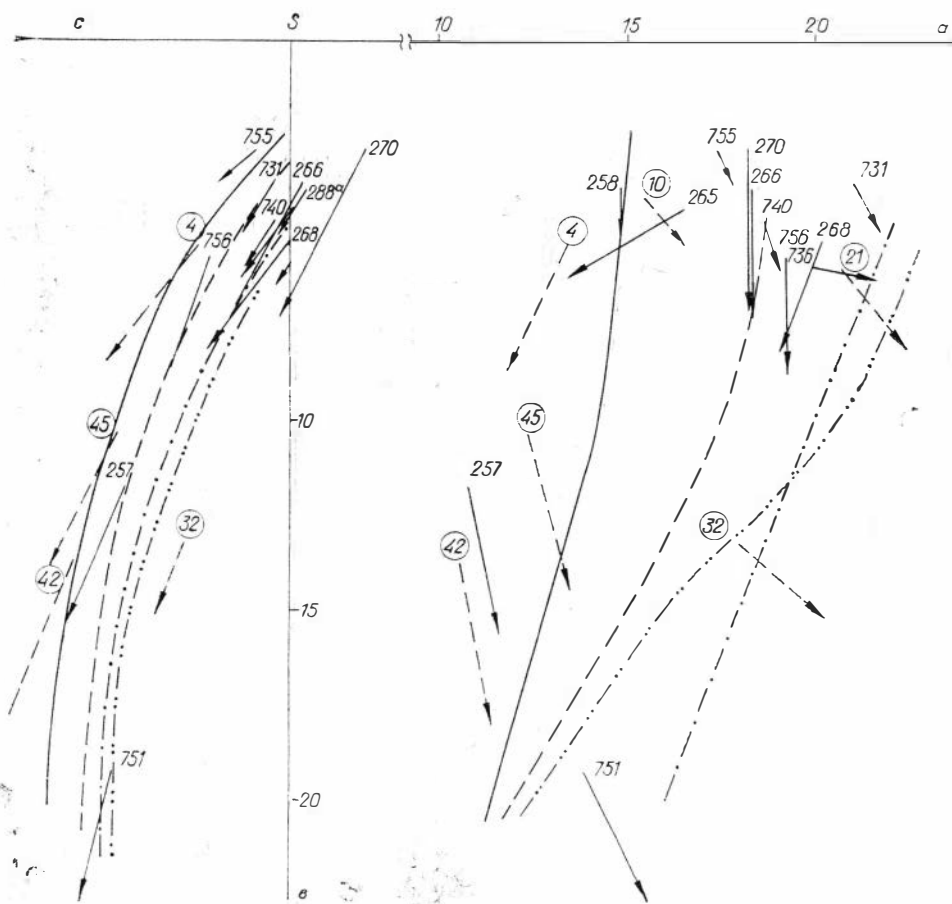


Рис. 23. Петрохимическая диаграмма, по А. Н. Заварицкому пород массива Вороты-Иначе.

Номера векторов на диаграмме соответствуют номерам проб в табл. 41 и 43. Цифры в кружках — средние составы пород по Р. Дэли; 4 — гранит; 10 — щелочной сиенит, 21 — нордмаркит; 32 — трахиандезит; 42 — кварцевый диорит; 45 — гранодиорит. Линии на диаграмме см. рис. 22.

здесь прежде всего пониженной щелочностью и, как следствие этого, пересыщенностью глиноземом; калий в них преобладает над натрием, тогда как для пород массива характерны обратные соотношения. Породы эндоконтактной фации в этой части массива беднее кварцем и значительно богаче титаном, чем вмещающие породы.

Трахиандезито-базальты и трахилипариты цаган-хунтейской свиты (?), вмещающей массив Вороты-Иначе, по химизму близки к эффузивам, вмещающим Мало-Куналейский массив. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 23) кислые разности их располагаются в поле пород массива Вороты-Иначе. Таким образом, и в рассматриваемом массиве, как и в Мало-Куналейском, совмещены в пространстве близкие по возрасту эффузивы повышенной щелочности и интрузия щелочных сиенитов (массив Вороты-Иначе). Это дает основание считать их комагматами.

Петровск-Забайкальский массив

Для петрохимической характеристики Петровск-Забайкальского массива мы имеем 14 анализов горных пород, из них 9 анализов из пород главной интрузивной фазы, 1 анализ из пород фации эндоконтакта и 4 анализа из жильной серии массива.

По минералогическому и химическому составам породы массива относятся к щелочным сиенитам. По классификации А. Н. Заварицкого (1960) они принадлежат к классу пород, насыщенных SiO_2 ($6 > Q > -6$) и пересыщенных щелочами. Жильные образования резко отличаются от пород массива значительно более низким содержанием щелочей (табл. 44). Особенностью массива является резко лейкократовый характер слагающих его пород при отсутствии кварца и плагиоклазов более основных, чем альбит. Породы более чем на 95% состоят из калинатровых полевых шпатов и альбита. Этим определяются особенности химизма пород. Содержание SiO_2 и щелочей в них выше, чем в средних составах щелочных сиенитов по Р. Дэли, а железа, магния и кальция в два и более раз меньше. Соответственно полевошпатовой извести очень мало.

Породы пересыщены и сильно пересыщены щелочами, чем определяется значение коэффициента аглаитности, по Б. И. Злобину (1959), выше 0,9, аглаитовый порядок кристаллизации и наличие среди темноцветных минералов щелочных амфиболов и пироксенов. Соотношение двух- и трехвалентного железа непостоянно, благодаря чему значения коэффициента окисления колеблются от 0,26 до 0,69.

Отличительной особенностью химизма пород массива является постоянство в распределении SiO_2 , алюминия и щелочей, благодаря чему коэффициенты вариации их очень малы (см. табл. 57). Железистость пород, несмотря на повышенную щелочность, относительно невелика, составляя в среднем около 80. Титан-железное отношение очень высоко, значительно выше, чем в массивах Мало-Куналейского и Вороти-Иначе.

Породы эндоконтактной фации, будучи в общем близки по химизму к породам массива, имеют и некоторые черты различия — они богаче алюминием и титаном и немного беднее кремнеземом и калием, при примерно таком же суммарном содержании щелочей. Таким образом, по химизму фация эндоконтакта несколько менее обогащена щелочами, чем породы главной интрузивной фазы. Это выражается в увеличении роли полевошпатовой извести и смене парагенезисов минералов. В эндоконтакте темноцветные представлены биотитом, который не характерен для пород массива и, судя по химическому анализу (см. гл. III), недосыщен щелочами.

Жильные породы, приуроченные к массиву, по составу и структуре отвечают лампрофирам, кварцевым порфирам и аплитам. От пород массива они отличаются пониженной щелочностью, наличием плагиоклазов и отсутствием щелочных темноцветных минералов. В то же время содержание щелочей в них выше, чем в соответствующих им по составу породах известково-щелочного ряда, а полевошпатовой извести — ниже (рис. 24), что приближает их по химизму к породам массива. На диаграмме А. Н. Заварицкого векторы составов пород гранит-порфиров занимают промежуточное положение между векторами средних составов гранита (4) и щелочного гранита (10) по Р. Дэли, а аплиты ложатся вблизи пэзанита (124). Из косвенных признаков родства жильных пород породам массива можно отметить низкое содержание в них таких элементов примесей, как ниобий, тантал и цирконий, что свойственно и породам массива.

Нижне-Тарбагатайский массив

Для характеристики химизма пород Нижне-Тарбагатайского массива мы располагаем 26 анализами. Они охарактеризованы породы главной интрузивной фазы, фации эндоконтакта, эгиринизированные породы экзоконтактной фации, неизменные вмещающие породы и жильные породы, генетически связанные с массивом (табл. 45).

Химический состав, числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, и дополнительные

Оксиды	635-66	636а-66	638-66	642-66	643-66	647-66
SiO ₂	63,72	65,00	64,50	65,00	64,00	65,50
TiO ₂	0,53	0,73	0,53	0,61	0,73	0,61
Al ₂ O ₃	18,36	16,25	17,22	17,80	17,30	17,40
Fe ₂ O ₃	1,24	0,89	2,53	0,39	1,69	0,59
FeO	2,00	1,45	1,14	1,00	0,73	1,45
MnO	0,079	0,10	0,079	С.л.	0,10	0,09
MgO	0,17	0,38	0,51	0,20	0,56	0,46
CaO	0,47	0,50	0,71	0,20	0,55	0,35
Na ₂ O	6,96	7,84	6,78	7,84	7,58	7,40
K ₂ O	6,20	6,26	6,17	6,44	6,40	6,14
Li ₂ O	0,016	0,016	0,016	0,006	0,016	0,016
P ₂ O ₅	0,086	—	0,057	—	—	—
H ₂ O	0,18	—	0,24	—	—	—
П. п. п.	Не обн.	0,65	0,10	0,22	0,40	0,31
Сумма	100,01	100,07	100,58	99,71	100,06	100,32
Nb ₂ O ₆	0,0017	0,0012	0,0006	0,0006	0,0028	0,0004
Ta ₂ O ₅		0,00012	0,00016	0,00010	0,00011	0,00013
ZrO ₂	Не обн.	0,006	0,01	0,017	0,011	0,012
F	0,04		0,03			
<i>a</i>	23,9	21,8	22,7	23,8	23,1	23,0
<i>c</i>	0,1	—		—	—	—
\bar{c}	—	5,2	0,90	2,8	2,8	1,9
<i>b</i>	4,4	—	4,0	0,9	1,0	1,3
<i>s</i>	71,6	73,0	72,4	74,3	73,1	73,8
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—
<i>j'</i>	83,8	<i>n'</i> =67,0	57,7	<i>n'</i> =66,6	35,0	15,0
<i>m'</i>	6,5	17,0	20,4	18,6	38,0	55,0
<i>c'</i>	9,7	16,0	21,9	14,8	27,0	30,0
<i>n</i>	63,0	56,0	61,0	60,8	60,0	61,8
φ	23,2	—	30,5	—	5,4	—
<i>t</i>	0,62	0,83	0,56	0,7	0,85	0,69
<i>Q</i>	-4,7	-2,6	-1,5	-3,6	-2,8	-0,3
<i>f</i> _{ок}	0,26	0,38	0,67	0,3	0,69	0,4
100 Ti/Fe	13,1	24,6	12,0	33,0	25,0	23,8
100 Mn/Fe	2,5	4,4	2,3	—	4,4	4,5
(Na)	0,99	1,4	1,07	1,18	1,2	1,12
<i>f</i>	91,0	77,0	80,0	79,0	69,0	70,7

Примечание. 635-66, 636а-66, 638-66, 642-66, 643-66, 647-66, 648-66, 482-70, 6660 — щелочные нефир из южной части массива; 330-70 — гранит-порфир из центральной части массива; 639-66, 645-66 —

$$f_{\text{ок}} = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}; \quad (\text{Na}) = \frac{\text{Na}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}}; \quad i = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$$

коэффициенты пород Петровск-Забайкальского массива

648-66	482-70	6660	491-70	Жильные			
				641-66	330-70	639-66	645-66
63,72	63,94	65,96	63,42	54,22	71,00	74,94	74,66
0,47	1,03	0,67	0,73	1,25	0,33	0,18	0,065
17,83	17,13	16,82	18,62	18,07	15,08	12,96	12,88
1,42	2,19	1,73	1,35	3,50	1,34	0,55	0,09
2,14	1,36	0,90	1,36	4,72	1,22	1,28	2,29
0,079	0,21	0,08	0,09	0,11	0,07	0,047	0,079
Не обн.	0,17	0,50	0,34	3,92	0,85	0,17	Не обн.
1,06	1,30	0,75	1,06	4,51	1,30	0,94	0,94
6,57	6,60	7,50	6,94	5,11	4,37	4,27	4,58
6,04	5,50	5,62	5,43	2,52	3,87	4,44	4,60
0,016	0,020	—	0,028	0,016	—	0,016	0,016
0,086	0,150	0,100	0,190	0,510	0,020	0,057	Не обн.
0,12	0,06	—	0,08	0,16	Не обн.	0,18	0,04
Не обн.	0,79	0,29	0,41	1,26	0,80	0,52	Не обн.
99,55	100,45	100,92	100,05	99,87	100,25	100,55	100,24
0,0016	0,0010	—	0,0009	0,0009	0,0013	0,0008	0,0010
0,00024	0,00011	—	0,00014	0,00027	0,0005	0,00027	0,00027
0,02	0,008	—	0,015	0,03	0,0184	0,01	0,01
0,03	0,05	—	0,025	0,08	0,04	0,02	0,03
23,1	22,2	22,0	23,1	15,3	14,7	15,2	16,0
0,3	0,2	—	0,9	4,8	1,6	0,7	0,2
—	—	2,1	—	—	—	—	—
4,2	5,0	2,0	3,5	15,4	5,3	2,4	3,0
72,4	72,6	73,9	72,5	64,5	78,4	81,7	80,8
—	—	—	—	—	32,0	—	—
78,1	67,1	13,5	72,2	50,5	42,0	72,0	73,0
—	5,7	41,6	16,4	44,5	26,0	12,0	—
21,9	27,2	44,9	11,4	5,0	—	16,0	27,0
62,0	64,0	63,8	66,0	75,0	63	59,4	60,2
29,5	37,3	32,2	32,9	20,2	20,0	19,6	2,4
0,55	1,20	0,76	0,86	1,70	0,34	0,18	0,07
-1,7	-0,6	-1,7	-2,1	-5,5	25,8	32,5	+29,4
0,34	0,59	0,63	0,47	0,4	0,47	0,28	0,036
11,2	23,9	21,0	21,9	12,2	9,2	7,8	2,2
2,4	6,3	3,7	3,4	2,2	3,0	0,9	3,5
0,95	0,96	1,14	0,90	0,54	0,66	0,86	0,96
100,0	91,7	73,3	80,9	53,2	62,0	85,0	100,0

ниты главной интрузивной фазы массива; 491-70 — щелочной сениит эндоконтакта; 641-66 — лампро-анлиты из южной части массива.

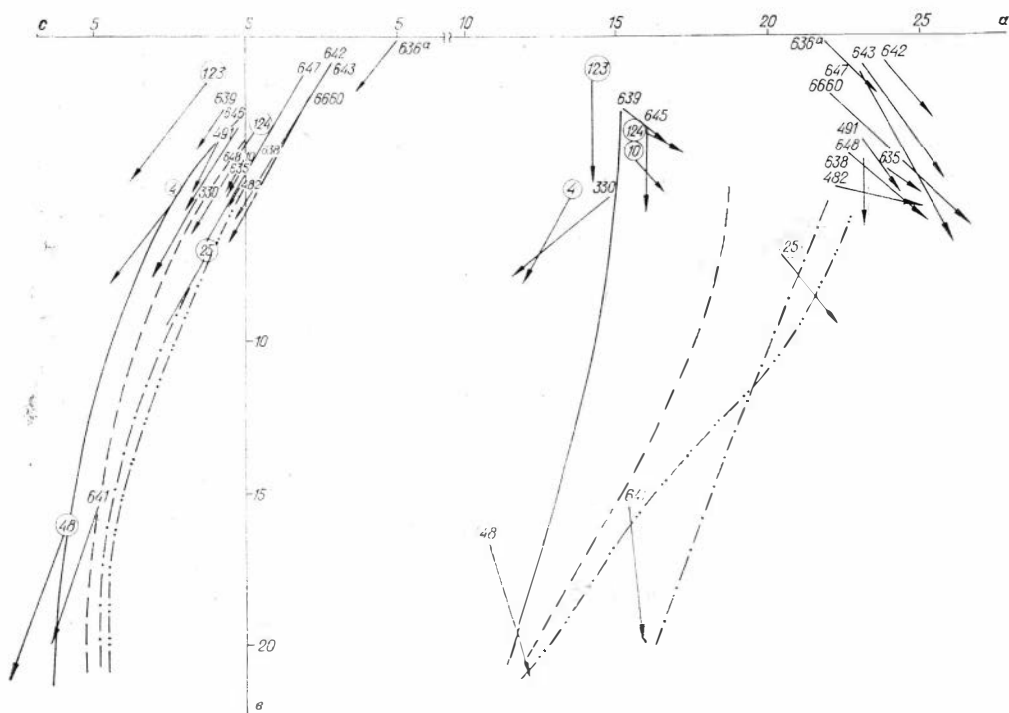


Рис. 24. Петрохимическая диаграмма, по А. Н. Заварицкому, пород Петровск-Забайкальского массива.

Номера векторов на диаграмме соответствуют номерам проб в табл. 44. Цифры в кружках — средние составы пород по Р. Дэли; 4 — гранит; 10 — щелочной гранит; 25 — щелочной сиенит; 48 — диорит; 123 — гранитовый аплит; 124 — пэзанит. Линии на диаграмме см. рис. 22.

По минералогическому составу и химизму породы главной интрузивной фазы близки к щелочным гранитам и по классификации А. Н. Заварицкого относятся к классу пород, пересыщенных SiO_2 и щелочами. Соотношение между натрием и калием в них примерно одинаковое, двухвалентное железо преобладает над трехвалентным, а кальция над магнием.

Породы фации эндоконтакта несколько богаче SiO_2 и беднее всеми остальными окислами, исключая щелочи. В результате этого при пересчете анализов по способу А. Н. Заварицкого, благодаря нехватке алюминия и низкому содержанию железа, появляется числовая характеристика n' , что определяет породу, как сильно пересыщенную щелочами. Минералогически это выражается в появлении среди темноцветных минералов, наряду со щелочными амфиболами, и эгиррина, не характерного для пород главной интрузивной фазы.

Эгиринизированные породы, расположенные в периферической части массива, еще более богаты SiO_2 , чем породы фации эндоконтакта. Они также пересыщены щелочами, но содержание щелочей в них ниже, а железа выше, чем в породах эндоконтактовой фации. Среди щелочей натрия преобладает над калием, а трехвалентное железо над двухвалентным.

Вмещающие породы — граниты и гранито-гнейсы — не содержат щелочных темноцветных минералов и богаты олигоклазом. По химизму они близки эгиринизированным породам, отличаясь от них лишь более высоким содержанием кальция. При этом содержание щелочей в них даже несколько выше, чем в эгиринизированных породах.

Среди пород жильной фации выделены щелочные аплиты, микропегматиты и гюрродиты, более богатые SiO_2 , чем породы главной интрузивной фазы, и сильно пересыщенные щелочами, благодаря более низ-

Химический состав, числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, и дополнительные коэффициенты пород Нижне-Тарбагатайского массива

Окислы	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	69,97	72,62	74,00	71,99	73,61	75,12	75,50
TiO ₂	0,33	0,17	0,31	0,17	0,10	0,22	0,09
Al ₂ O ₃	14,02	12,84	11,97	13,20	12,35	11,73	12,00
Fe ₂ O ₃	1,29	1,01	1,75	1,47	1,38	1,75	0,09
FeO	1,76	1,58	1,59	1,41	1,46	0,71	1,45
MnO	0,11	0,11	0,07	0,09	0,09	0,12	0,07
MgO	0,20	0,11	0,12	0,03	Не обн.	Не обн.	Сл.
CaO	0,82	0,44	0,41	1,07	0,23	0,23	0,62
Na ₂ O	5,60	5,80	5,00	5,25	5,61	5,38	5,02
K ₂ O	5,45	5,19	4,42	4,72	5,04	4,80	4,82
Li ₂ O	0,023	0,017	0,021	0,019	0,022	0,025	0,026
P ₂ O ₅	0,02	Не обн.	0,04	0,08	0,03	0,071	—
F	0,07	0,05	0,068	0,0125	0,03	0,037	—
H ₂ O	0,13	0,20	0,08	0,18	0,15	0,14	—
П. п. п.	0,31	0,15	0,28	0,21	0,28	0,24	0,16
Сумма	100,10	100,29	99,85	99,90	100,38	100,57	99,85
Число анализов	6	3	9	3	3	1	1
<i>a</i>	18,4	16,4	15,4	17,0	16,1	15,0	15,4
<i>c</i>	—	—	—	—	—	—	—
\bar{c}	1,2	2,4	1,3	0,8	2,6	2,2	1,5
<i>b</i>	2,9	1,4	2,3	3,2	4,6	1,1	1,0
<i>s</i>	78,7	79,8	81,0	79,0	84,7	81,7	82,1
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>n'</i>	—	52,3	—	—	43,0	76,4	32
<i>f'</i>	56,0	—	71,4	53,9	—	—	—
<i>m'</i>	11,4	14,7	4,6	2,1	—	—	—
<i>c'</i>	33,3	33,0	20,0	44,0	57	23,6	68
<i>n</i>	58,4	56,0	60,2	61,0	56,0	56,0	56,0
ψ	—	—	—	—	—	—	—
<i>t</i>	0,34	0,33	0,33	0,17	0,08	0,24	0,18
<i>Q</i>	+18,2	+26,4	+29,9	+23,2	+26,6	+31,2	
<i>f</i> _{ок}	0,39	0,36	0,50	0,49	0,47	0,69	0,09
100 Ti/Fe	7,5	8,5	2,5	4,2	2,0	7,4	9,6
100 Mn/Fe	2,4	3,8	4,0	2,7	2,0	5,2	4,6
(Na)	1,13	1,34	1,14	1,08	1,3	1,36	1,25
<i>f</i>	68,8	92,5	90,0	99,98	100	100	100

Примечание. I — породы главной интрузивной фазы; II — породы фации эндоконтакта; III — измененные вмещающие породы; IV — вмещающие породы, жильная фация, V — щелочной аплит; VI — гродунит; VII — микропегматит.

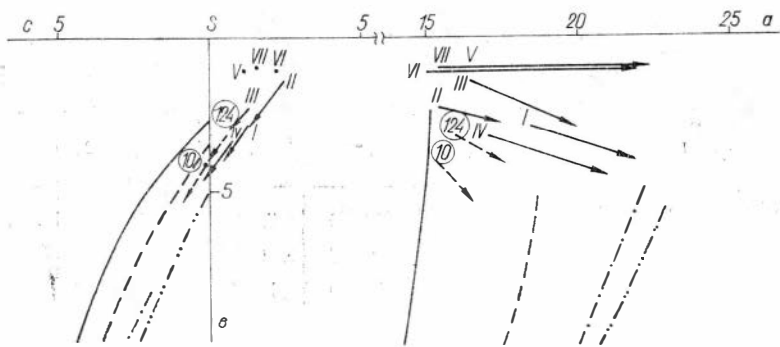


Рис. 25. Петрохимическая диаграмма, по А. Н. Заварицкому, пород Нижне-Тарбагатайского массива.

I—VII — соответствуют породам в табл. 45. Цифры в кружках — средний состав пород по Р. Дэли; 10 — щелочной гранит, 124 — пезанит. Линии на диаграмме см. рис. 22.

кому, чем в последних, содержанию алюминия. По химизму щелочные аплиты очень близки к породам фации эндоконтакта. На примере Нижне-Тарбагатайского массива видно, что породы эндоконтактовой фации как бы превосходят состав жильной фазы, как это имело место и в Мало-Куналейском массиве.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 25) векторы составов пород массива и вмещающих пород располагаются выше векторов щелочного гранита (10) и пезанита (124) по Р. Дэли, т. е. являются более лейкократовыми, причем лейкократовость увеличивается от пород главной интрузивной фазы к породам жильной фазы. Щелочность пород имеет противоположную тенденцию, что хорошо видно по уменьшению значения характеристики *a*. Особенностью пород массива является также относительно низкая железистость и преобладание кальция над магнием в составе темноцветных минералов.

Анализ распределения дополнительных коэффициентов, таких как коэффициент окисления и агпаитности, титан-железное и марганец-железное отношение, железистость пород показывают, что породы Нижне-Тарбагатайского массива отличаются от вмещающих пород по более высокому титан-железному отношению и более низкому коэффициенту окисления. В породах жильной фации, исключая микропегматиты, коэффициент окисления выше, чем в породах массива. Все породы имеют высокий коэффициент агпаитности, чем и обуславливается наличие в массиве аксессуарных минералов группы пирохлора. Марганец-железное отношение, по сравнению с породами центральной части массива, и железистость пород возрастают в эндо- и экзоконтактовых частях массива.

Сопоставление химизма пород Нижне-Тарбагатайского и Петровск-Забайкальского массивов показывает, что породы центральной части Нижне-Тарбагатайского массива на диаграмме А. Н. Заварицкого занимают промежуточное положение между составами пород главной интрузивной фазы и жильными породами Петровск-Забайкальского массива, а породы фации эндоконтакта и жильные породы Нижне-Тарбагатайского массива ложатся вблизи составов аплитов Петровск-Забайкальского массива. Таким образом, и здесь мы видим единую направленность в изменении состава пород при становлении щелочных массивов, от более богатых щелочами пород ранних фаз к менее богатым щелочами породам поздних фаз.

Для характеристики петрохимических особенностей Ара-Билютайского массива мы располагаем 49 анализами горных пород. Ими охарактеризованы основные и средние по составу породы, щелочные слениты главной интрузивной фазы, дайкообразные тела и ксенолиты

внутри массива, а также и вмещающие массив породы. Основные и средние по составу породы отмечены в виде отдельных небольших тел, приуроченных преимущественно к периферии массива, а также встречающиеся в виде ксенолитов в массиве. По химизму среди данной группы пород выделяются кварцевые габбро, монцониты, диориты и сиениты (табл. 46). Кварцевые габбро отмечены в верховьях пади Убур-Билютай в виде довольно крупных плоских ксенолитов мощностью до 8 м. На диаграмме А. Н. Заварицкого видно, что они близки к эссекситу по Р. Дэли, отличаясь от него несколько большей меланократовостью и меньшим количеством полевошпатовой извести, меньшим содержанием глинозема и щелочей (натрия) и большим — магнезии.

Средние по составу породы, содержащие 55% SiO_2 , отмечены на г. Бильчир, в верховьях пади Убур-Билютай в юго-восточной части массива, в правом борту верховья пади Подковская, в восточной части массива и во вмещающей вулканогенной толще к югу от массива. По химизму среди них выделяются два типа пород: менее щелочные, соответствующие монцонитам, сиенитизированным диоритам и щелочноземельным сиенитам и собственно щелочные породы. Монцониты и сиениты распространены в области развития щелочных амфиболовых сиенитов главной интрузивной фазы на г. Бильчир и в восточной части массива, в правом борту верховья пади Подковская, а также во вмещающих туфах пестрого состава к югу от массива. На диаграмме А. Н. Заварицкого точки основных характеристик их ложатся левее линии ассоциаций горных пород типа Этны, т. е. тяготеют к породам известково-щелочного ряда (Заварицкий, 1950).

Второй тип средних по основности пород распространен в юго-восточной части массива, где ими сложено небольшое тело длиной около 1 км, при ширине порядка 300 м. Вмещающими породами являются щелочные биотитовые сиениты, содержащие более мелкие ксенолиты тех же пород. Описываемые породы богаче щелочами, чем монцониты г. Бильчир; точки основных характеристик в них ложатся правее ассоциаций пород типа Этны, что определяет принадлежность их к собственно щелочным породам.

Во всех разновидностях средних и основных пород в Ара-Билютайском массиве натрия преобладает над калием. Сопоставление монцонитов известково-щелочного ряда (тип г. Бильчир) с более щелочными породами массива, принадлежащими к той же группе, по дополнительным коэффициентам показывает, что монцониты типа г. Бильчир обладают более низкими коэффициентами окисления и апгаитности и более высоким марганец-железным отношением. При этом значение коэффициента апгаитности в обеих группах пород значительно ниже 0,85, и поэтому породы обоих типов являются плюмазитовыми. Что же касается титан-железного отношения и общей железистости, то они примерно равны между собой. При сопоставлении титан-железного отношения кварцевых габбро и монцонитов видно, что в монцонитах оно значительно выше. Согласно исследованиям И. И. Абрамовича и Е. Б. Высокоостровской (1964), в генетически связанных сериях пород величина титан-железного отношения закономерно уменьшается от основных пород к кислым. Обратные соотношения, наблюдаемые в массиве, свидетельствуют об отсутствии генетической связи между кварцевыми габбро и монцонитами.

Среди пород главной интрузивной фазы выделяются три фациальные разновидности: щелочные амфиболовые, биотитовые и магнетитовые сиениты. Щелочные амфиболовые сиениты пользуются наибольшим распространением. Ими сложены западная, центральная и северо-восточная части массива. В распределении структурных разностей в щелочных амфиболовых сиенитах намечается некоторая закономерность — крупнозернистые сиениты приурочены преимущественно к цент-

Химический состав, числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, и дополнительные коэффициенты основных и средних пород Ара-Билютайского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	54,34	60,55	56,96	54,14	54,62	55,32	56,94	57,3	48,2
TiO ₂	1,76	0,82	1,02	1,82	1,57	1,08	1,24	1,10	1,35
Al ₂ O ₃	16,53	17,78	18,15	16,35	16,7	18,47	16,75	17,04	16,39
Fe ₂ O ₃	3,84	2,99	3,51	3,9	3,50	4,66	4,32	3,17	5,52
FeO	4,77	2,60	3,11	3,6	4,27	2,18	2,68	2,50	4,71
MnO	0,12	0,15	0,078	0,09	0,12	0,08	0,10	0,10	0,16
MgO	3,45	0,65	2,99	3,05	3,30	2,80	3,39	3,0	5,43
CaO	5,84	2,18	5,13	4,96	5,53	4,70	4,52	3,95	8,50
Na ₂ O	3,80	5,10	4,75	4,05	4,00	5,60	5,00	5,13	3,7
K ₂ O	2,98	6,08	3,25	3,43	3,13	3,25	3,80	4,00	2,3
Li ₂ O	0,02	—	0,025	0,024	0,023	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,81	0,25	0,62	0,88	0,85	0,69	1,60	1,05	0,55
H ₂ O ⁻	0,13	—	0,12	0,16	0,14	—	—	—	0,54
F	0,19	—	0,095	0,18	0,16	—	—	—	—
П. п. п.	0,83	0,63	0,96	3,01	1,40	1,13	0,23	0,45	2,72
Сумма	99,57	99,78	100,77	99,61	99,32	99,36	100,57	99,83	100,07
Число анализов	5	2	1	2	8	1	1	2	1
№ анализа	И-26-69 2689 2681 2681а 2385б	2681б 2681в	И-260-69	82-69 83-69	Среднее по эссек- снтам	3290а	2812б	2812 2812а	171-69
<i>a</i>	13,2	20,4	15,6	14,7	13,9	17,5	16,5	17,3	13,1
<i>c</i>	4,9	2,1	4,7	4,2	4,7	3,9	2,9	2,9	5,5
\bar{c}	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>b</i>	16,0	7,3	13,1	14,8	15,5	13,1	14,7	13,0	24,4
<i>s</i>	65,9	70,2	66,6	66,3	65,9	65,5	65,9	61,8	57,0
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>j'</i>	51,6	72,4	47,3	48,7	48,0	48,1	43,5	45,9	42,0
<i>m'</i>	37,8	15,3	37,1	35,3	37,4	36,9	39,2	39,4	39,0
<i>c'</i>	10,6	12,3	12,9	16,0	14,6	15,0	17,3	14,8	19,0
<i>n</i>	65,6	55,6	68,9	64,0	64,5	72,3	67,0	66,3	72,0
φ	21,4	35,0	23,7	23,7	20,1	31,1	25,2	27,2	19,8
<i>z</i>	1,6	1,0	0,1	2,3	1,4	1,5	1,5	1,4	2,1
<i>Q</i>	+0,4	-1,8	-2,7	-1,0	-0,1	-7,9	-4,1	-3,7	-17,7
<i>f</i> _{ок}	0,42	0,52	0,50	0,49	0,43	0,65	0,60	0,60	0,48
100 Ti/Fe	11,5	12,0	0,9	19,9	14,6	13,1	14,6	13,8	9,5
100 Mn/Fe	0,9	2,7	1,2	1,3	1,0	1,2	1,5	1,7	1,5
(Na)	0,47	0,75	0,44	0,55	0,46	0,62	0,65	0,65	0,44
<i>f</i>	58,0	80,0	69,0	56,0	53,3	57,0	53,0	50,0	51,8

Примечание. 1 — кварцевые габбро, верховье пади Убур-Билютай и монциты горы Бильчир; анализы И-26-69 — кварцевое габбро (по материалам И. В. Завьяловой); 2681, 2681а, 2689, 2385б — монциты (по материалам Д. Ж. Жалсабона и др.); 2 — гибридная порода из контактовой зоны монцитов и щелочных сенигов (по материалам Д. Ж. Жалсабона и др.); 3 — сеницитизированный диорит, верховье пади Подковская (по материалам И. В. Завьяловой); 4 — диоритоидные породы из тел во вмещающих массив туфах (по материалам И. В. Завьяловой); 5 — среднее по кварцевым габбро, диоритам и монцитам; 6—8 — сенициты и сеницитодиориты из небольших тел и ксенолитов в юго-восточной части массива (по материалам Д. Ж. Жалсабона и др.); 9 — метаморфизованный диорит (по материалам И. В. Завьяловой).

ральной части массива, мелкозернистые — к краевым частям (хотя эта закономерность выдерживается не строго).

По химическому составу щелочные амфиболовые сиениты являются умеренно кислыми породами, содержащими порядка 63% SiO_2 , щелочей — более 10% с небольшим преобладанием натрия над калием. Двух- и трехвалентное железо находится в равных соотношениях, кальция значительно больше, чем магния (табл. 47). На диаграмме А. Н. Заварицкого вектор состава крупнозернистых щелочных амфиболовых сиенитов ложится несколько правее, но близко к ассоциации пород типа Этны, вблизи вектора трахитандезита.

Коэффициент аглитности пород меньше 0,76, т. е., несмотря на повышенную щелочность, породы относятся к плюмазитовому типу. Железистость пород высокая ($f=80$), что характерно для щелочных пород. Среди щелочных амфиболовых сиенитов встречаются эгиринизированные разновидности (см. табл. 47, обр. 192-69) и сиениты с реликтами плагиоклазов (обр. 106-69). Эгиринизированные сиениты близки по химизму к амфиболовым, отличаясь от них более высоким коэффициентом аглитности, с явным преобладанием натрия над калием, повышенным содержанием титана и марганца, а вместе с тем и высокими титан-железным и марганец-железным отношениями, резко пониженным содержанием магния и вследствие этого высокой железистостью породы. Коэффициент окисления лишь немного выше, чем в амфиболовых сиенитах, и эгиринизацию пород можно объяснить не за счет повышения окислительного потенциала, а привнесом натрия в постмагматическую стадию.

Щелочные сиениты с реликтами плагиоклаза отличаются от щелочных сиенитов главной интрузивной фазы более низким содержанием SiO_2 , высоким — титана, железа и щелочей, причем по весовым процентам калий преобладает над натрием, а двухвалентное железо — над трехвалентным. Этим определяется отсутствие эгирина в породах данного типа и более высокое, чем в щелочных амфиболовых и эгиринизированных сиенитах, содержание калия в калинатровых полевых шпатах. Близкий химизм имеют амфиболовые щелочные сиениты зоны контакта сиенитов и монзонитов на г. Бильчир (см. табл. 46, анализ 2). Здесь также отмечается повышение щелочей и преобладание калия над натрием.

Породы фации эндоконтакта отличаются значительным разнообразием. В северо-восточной части массива развиты щелочные амфиболовые сиениты, очень близкие по химизму гибридным породам зоны контакта монзонитов щелочных сиенитов в районе горы Бильчир (см. табл. 47, анализ 14), а также щелочным амфиболовым сиенитам с реликтами плагиоклаза (анализ 11). В северной части массива в эндоконтактовой фации выделяются лейкократовые гранитоиды, содержащие в своем составе плагиоклаз. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 26, вектор 13) они тяготеют к области известково-щелочных пород. В южной части массива (см. табл. 47, анализ 15) породы эндоконтактовой фации по особенностям химизма близки к породам центральной части массива, отличаясь от них лишь повышенным содержанием натрия, более высоким значением коэффициента железистости и пониженным — титан-железным отношением и коэффициентом окисления. Химизм эндоконтактовых явлений хорошо разобран Д. Ж. Жалсабаном, В. В. Скрипкиной и Э. А. Максимовой (1967 г.). На основании анализов горных пород четырех разрезов через эндо- и экзоконтактовые зоны в разных частях массива показана зависимость эндоконтактовых фаций от состава вмещающих пород и таким образом доказано наличие явлений гибридности при становлении массива.

Второй фациальной разновидностью пород главной интрузивной фазы являются щелочные биотитовые сиениты (см. табл. 47, анализ 16).

Таблица 47

Химический состав, числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, и дополнительные коэффициенты щелочных сиенитов и граносиенитов Ара-Билютайского массива

Окислы	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	63,34	59,74	62,92	68,44	59,96	64,0	64,14	65,67
TiO ₂	0,59	0,85	0,70	0,37	0,80	0,44	0,82	0,40
Al ₂ O ₃	17,23	16,97	15,77	15,73	17,01	17,32	17,76	16,57
Fe ₂ O ₃	2,30	2,86	2,35	1,89	3,82	2,00	2,19	1,25
FeO	2,28	3,79	2,12	0,79	3,37	3,11	1,20	1,98
MnO	0,10	0,17	0,28	0,05	0,20	0,09	0,07	0,09
MgO	0,59	0,42	0,08	0,70	0,09	0,22	0,51	0,52
CaO	1,66	1,77	2,60	1,11	2,30	2,06	0,67	1,62
Na ₂ O	5,51	5,83	6,75	4,88	5,43	6,05	6,14	5,52
K ₂ O	5,26	6,13	5,68	5,19	5,69	5,25	5,64	4,41
Li ₂ O	0,02	0,02	0,04	—	0,02	—	0,02	0,019
P ₂ O ₅	0,21	0,19	0,13	0,17	0,18	0,06	0,12	0,08
H ₂ O ⁻	0,17	0,20	0,08	—	0,12	—	0,06	0,18
F	0,075	0,05	0,255	—	0,125	—	0,161	0,71
П. п. п.	0,56	0,64	0,54	0,40	0,75	0,30	0,53	0,30
Сумма . . .	99,88	99,63	100,30	99,72	99,87	100,90	100,30	99,32
Число анализов	6	1	1	2	2	1	3	3
№ анализа	173-69 179-69 2703 2779 2759 5220	106-69	192-69	2802 2805	97-69 98/69	2838a	87/1 2812в 2818	168-69 168/2-69 2743
<i>a</i>	17,9	21,9	21,0	17,9	20,4	20,6	21,3	18,5
<i>c</i>	2,8	0,5	—	1,4	1,3	1,1	0,9	1,2
\bar{e}	—	—	2,0	—	—	—	—	—
<i>b</i>	11,4	8,6	5,5	3,6	8,5	6,3	4,5	4,9
<i>s</i>	67,9	69,0	71,5	77,1	70,8	72,0	73,3	75,4
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	15,0	—
<i>f'</i>	59,7	72,4	41,2	88,5	80,0	73,1	67,0	83,3
<i>m'</i>	26,5	8,3	2,4	11,5	2,0	5,4	18,0	20,0
<i>c'</i>	13,8	19,3	56,4	—	18,0	21,5	—	6,7
<i>n</i>	61,1	59,1	64,0	58,8	59,0	63,7	62,0	65,5
φ	31,9	28,5	1,7	36,7	39,0	25,4	42,5	35,0
<i>t</i>	1,2	1,06	0,83	0,4	0,97	0,5	0,93	0,45
<i>Q</i>	-2,1	-6,3	-1,0	+17,1	-1,5	+1,7	+3,1	+12,6
$\bar{f}_{ок}$	0,47	0,4	0,5	0,67	0,50	0,38	0,62	0,37
100 Ti/Fe	12,0	10,4	12,8	11,8	8,9	7,0	21,4	7,7
100 Mn/Fe	1,9	3,1	6,6	2,2	2,9	1,8	2,3	2,4
(Na)	0,76	0,93	1,15	0,79	0,89	0,85	0,88	0,77
<i>f</i>	80,0	89,4	96,7	88,5	98,0	93	80,4	80

Примечание. 10 — крупнозернистые щелочные амфиболовые сиениты центральной части массива; анализы 173-69, 179-69 (по материалам И. В. Завьяловой); 2703, 2779, 2759, 5220 (по материалам Д. Ж. Жалсабона и др.); 11 — крупнозернистый щелочной амфиболовый сиенит с реликтами плагиоклаза центральной части массива; 106-69 (по материалам И. В. Завьяловой); 12 — эгиринизированный сиенит северной части массива; 192-69 (по материалам И. В. Завьяловой); 13 — мелко- и среднезернистый граносиенит, северной эндоконтактовой фации массива; 2802, 2805 (по материалам Д. Ж. Жалсабона и др.); 14 — крупнозернистые щелочные амфиболовые сиениты фации эндоконтакта северо-восточной части массива; 97-69 и 98-69 (по материалам И. В. Завьяловой); 15 — мелкозернистый щелочной амфиболовый сиенит фации эндоконтакта, южная часть массива; 2838а (по материалам Д. Ж. Жалсабона и др.); 16 — щелочной биотитовый сиенит юго-восточной части массива; 87/1 (по материалам И. В. Завьяловой); 2818, 2812в (по материалам Д. Ж. Жалсабона и др.); 17 — лейкократовый щелочной магнетитовый кварцевый сиенит южной части массива; 168-69 и 168/2-69 (по материалам И. В. Завьяловой); 2743 (по материалам Д. Ж. Жалсабона и др.).

Они образуют небольшое тело в юго-восточной части массива и, хотя почти не содержат щелочных темноцветных минералов, по сумме щелочей, превышающей 11, отнесены к щелочной группе пород. По химизму это лейкократовые породы, бедные полевошпатовой известью и, несмотря на высокую щелочность, пересыщенные алюминием. На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 26, вектор 16) векторы их составов ложатся правее кривой ассоциации горных пород типа Этны и правее и выше вектора щелочных амфиболовых сиенитов.

Третья фациальная разновидность пород массива представлена щелочными лейкократовыми кварцевыми сиенитами, в которых единственным темноцветным минералом является магнетит (см. табл. 47, анализ 17). Они приурочены преимущественно к южной части массива и

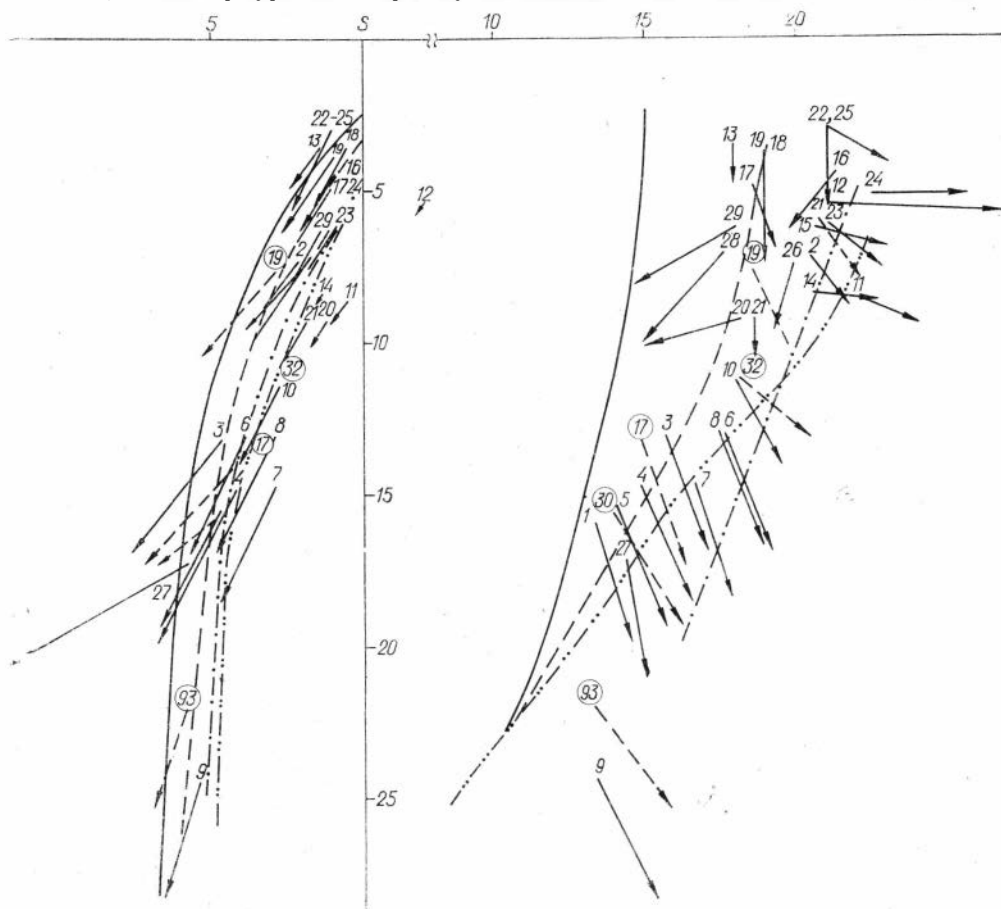


Рис. 26. Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому пород Ара-Билютайского массива.

Номера векторов соответствуют номерам химических составов пород в табл. 46, 47 и 48. Цифры в кружках — средние составы пород по Р. Дэли; 17 — щелочноземельные сиениты, 19 — трахиты, 30 — монцониты, 32 — трахиадезит, 93 — эссексит. Линии на диаграмме см. рис. 22.

Химический состав, числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и дополнительные коэффициенты пород из даек, ксенолитов и вмещающих пород Ара-Билютайского массива

Оксиды	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	68,91	67,68	63,73	60,96	66,22	61,74	63,48	66,50	60,98	51,02	65,34	65,70
TiO ₂	0,47	0,28	0,49	0,89	0,37	0,50	0,42	0,32	0,78	1,20	0,55	0,40
Al ₂ O ₃	15,33	15,77	17,82	16,44	17,15	17,47	17,35	17,20	17,97	18,09	17,23	17,23
Fe ₂ O ₃	2,39	1,90	3,08	5,17	1,44	0,93	2,26	1,72	1,83	4,85	1,08	1,42
FeO	0,74	2,08	2,50	2,23	1,06	3,71	1,73	0,88	3,19	4,71	2,36	1,75
MnO	0,08	0,08	0,11	0,13	0,01	0,11	0,12	0,023	0,09	0,23	0,11	0,05
MgO	0,45	He обн.	0,46	0,79	0,17	0,51	He обн.	He обн.	0,85	3,90	1,19	0,68
CaO	0,44	0,94	0,98	2,73	1,34	1,89	1,59	1,46	1,65	5,19	1,42	1,18
Na ₂ O	5,60	5,11	5,00	5,07	6,60	5,63	7,00	6,40	4,80	2,10	4,80	5,20
K ₂ O	4,80	5,53	5,50	4,97	4,50	5,77	4,95	4,80	6,30	6,00	5,00	4,50
Li ₂ O	—	0,018	—	—	0,025	0,02	0,025	0,025	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,105	0,19	0,09	0,09	0,057	0,071	0,31	0,38	0,22	0,12
H ₂ O ⁻	0,04	0,20	—	—	0,20	0,18	0,12	0,22	0,32	0,36	0,20	0,44
F	—	0,20	—	—	0,017	0,20	0,65	0,02	—	—	—	—
П. п. п.	0,32	0,67	0,60	0,44	0,90	0,87	0,92	0,72	1,08	2,30	0,80	0,89
Сумма . .	99,64	100,52	100,37	100,01	100,09	99,62	100,67	100,36	100,15	100,33	100,30	99,56

Число анализов	2	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1
№ анализа	2681e	172-69	2793a	2843	И-90-69	181-69	И-110-69	103-69	170-69	И-86-69	И-85-69	И-92-69
	2707		2681r	2777								
<i>a</i>	19,0	18,9	18,1	18,5	21,0	21,0	22,4	21,0	19,8	14,2	17,5	17,9
<i>c</i>	0,5	1,0	1,2	1,9	1,0	1,4	0,3	1,0	2,1	5,8	1,7	1,4
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>b</i>	3,6	3,8	9,3	9,3	3,0	6,2	5,2	3,0	7,5	17,2	7,1	6,3
<i>s</i>	76,9	76,3	71,4	70,3	75,0	71,4	72,0	75,0	70,6	62,8	73,7	74,4
<i>a'</i>	3,7	—	31,7	—	—	—	—	—	6,0	—	26,5	34,4
<i>f'</i>	75,9	96,4	60,0	71,3	71,0	71,0	67,5	73,9	73,0	53,5	45,3	47,3
<i>m'</i>	20,4	—	8,3	13,9	11,0	13,3	—	—	21,0	41,0	28,2	18,3
<i>c'</i>	—	3,6	—	—	18,0	15,7	31,2	26,0	—	5,5	—	—
<i>n</i>	64,0	58,6	61,0	61,9	68,8	59,2	68,0	66,8	53,5	35,0	59,2	63,7
<i>q</i>	56,0	43,0	27,0	47,0	40,0	13,3	36,2	47,0	52,0	25,4	13,2	19,4
<i>t</i>	0,52	0,35	0,4	1,13	0,4	0,58	0,5	0,3	0,98	1,74	0,64	0,46
<i>Q</i>	+15,3	+13,8	+5,4	+2,7	+7,0	+0,6	-0,1	+7,0	+11,2	-8,6	+10,7	+11,6
<i>f_{ок}</i>	0,75	0,46	0,52	0,68	0,47	0,20	0,54	0,65	0,72	0,47	0,3	0,42
100 Ti/Fe	11,6	5,6	6,6	10,1	11,6	8,5	7,7	9,1	10,8	9,3	11,5	9,0
100 Mn/Fe	2,3	2,1	2,2	2,1	3,9	2,4	2,0	1,0	1,4	2,4	2,1	3,5
(Na)	1,0	0,85	0,67	0,81	0,87	0,59	0,95	0,87	0,70	0,30	0,66	0,70
<i>f</i>	81,0	100,0	88,5	88,6	86,0	84,2	100,0	100,0	78,0	56,7	61,6	72,0

Примечание. 18 — дайки граносиенитов; анализы по материалам Д. Ж. Жалсабона и др.; 19 — дайка нордмаркитов, центральная часть массива; анализ по материалам И. В. Завьяловой; 20, 21 — средне- и крупнозернистые сиениты из даек в массиве; анализы по материалам Д. Ж. Жалсабона и др.; 22—29 — анализы по материалам И. В. Завьяловой; 22 — лейкократовый ортофир из дайки во вмещающей вулканогенной толще; 23—26 — ксенолиты в массиве: 23 — щелочной порфировидный мелкозернистый сиенит, 24 — сельсбергит, 25 — лейкократовый ортофир, 26 — гибридный биотитовый сиенит; 27—29 — вмещающие породы: 27 — эпидот-биотитовый сланец; 28, 29 — туфы трахитового состава.

протягиваются в виде полос северо-восточного простирания, чередующихся с щелочными амфиболовыми сненитами. По химизму амфиболовые и магнетитовые снениты близки между собой, отличаясь в основном меньшим значением характеристики w в последних.

Массив богат дайками и ксенолитами.

По химизму среди даек выделяются две группы пород: умеренно кислые, содержащие от 60 до 64% SiO_2 , и кислые с содержанием SiO_2 более 67% (табл. 48). Дайки кислых пород богаты щелочами, сумма которых составляет более 10%. Натрий в них обычно преобладает над калием, хотя это соотношение выдерживается и не всегда. То же можно сказать и относительно соотношения между трех- и двухвалентным железом. Коэффициенты агпаитности 0,85 и выше, вследствие чего породы относятся к агпаитовому типу. В дайках, сложенных умеренно кислыми породами, щелочей в сумме примерно такое же количество, как и в кислых разностях, но алюминия больше, благодаря чему понижаются значения коэффициентов агпаитности. В отдельных дайках породы пересыщены глиноземом. Как правило, в дайках данной группы кальций резко преобладает над магнием. На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 26) в правой части точки основных характеристик ложатся на линию ассоциации горных пород типа Этны, которая, по А. Н. Заварицкому (1950), является границей между породами известково-щелочного ряда и щелочными. Векторы на левой части диаграммы составов даек умеренно кислых пород ложатся правее кривой линии типа Этны, что свидетельствует о бедности их полевошпатовой известью, а у даек кислых пород — правее, располагаясь на кривой пород типа Йеллоустонского парка, и, следовательно, пересыщены полевошпатовой известью.

При сопоставлении положения векторов правой части диаграммы А. Н. Заварицкого щелочных амфиболовых сненитов, наиболее распространенных среди пород главной интрузивной фазы массива, с векторами пород дайковой серии видно, что рои векторов располагается вдоль кривой пород типа Этны, т. е. эволюция состава пород при становлении массива происходит с небольшим увеличением щелочности в породах поздних фаз. Лейкократовый ортофир из дайки во вмещающих породах (см. табл. 48, анализ 22) близок по химизму к породам даек в массиве, отличаясь от последних большей щелочностью и более высоким содержанием полевошпатовой извести.

В массиве отмечается большое количество ксенолитов различного размера и формы, подробно описанных в главе II. Среди них выделяются основные и умеренно кислые породы. Среди последних отмечены мелкозернистые щелочные амфиболовые снениты (см. табл. 48, анализ 23), сельвсбергиты, лейкократовые ортофиры (анализы 24 и 25) и крупнозернистые биотитовые снениты (анализ 26). Последние взяты на контакте с крупным ксенолитом основных пород. По химизму щелочные амфиболовые и амфибол-магнетитовые снениты из ксенолитов близки к дайкам вмещающих пород и отличаются от даек массива повышенным содержанием щелочей. На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 26) векторы ложатся правее линии пород типа Этны.

Крупнозернистые биотитовые снениты ксенолитов близки к гибридным породам приконтактной зоны сненитов и габброидов г. Бильчир (см. табл. 46, анализ 2), отличаясь от них пересыщенностью глиноземом и более высоким коэффициентом окисления. Из вмещающих пород мы имеем три анализа проб, отобранных из вулканогенной толщи к северу от массива. Среди них имеются туфы трахитового состава и эпидот-биотит плагноклазовые сланцы. По химизму последние близки к монцонитам г. Бильчир, а туфы — к дайкам внутри массива, отличаясь от них более низкими значениями коэффициентов агпаитности и железистости.

Анализируя приведенный материал по отдельным массивам, можно отметить, что для щелочных гранитоидов куналейского комплекса намечаются два пути изменения химизма пород в процессе становления массивов.

Первый путь — от ранних фаз становления массива к поздним и от центральной части к фации эндоконтакта увеличивается содержание SiO_2 и уменьшается щелочность, т. е. в изменении химизма проявляется пантеллеритовая тенденция. Примером может служить Мало-Куналейский массив. Явления гибридизма при этом не характерны и экзоконтактные изменения вмещающих пород заметны лишь в случае, когда вмещающие породы близки по химизму к щелочным гранитоидам.

Второй путь — от ранних фаз к поздним повышается и содержание SiO_2 и содержание щелочей. При этом широко проявляется гибридизм и в эндоконтактных зонах и внутри массива на контакте с ксенолитами. Примером служит Ара-Билютайский массив.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ КУНАЛЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Изучение элементов-примесей всегда представляет определенный интерес, поскольку они связаны с металлогенической специализацией магматических комплексов, а также дают материал для выяснения генетических особенностей массивов. Элементы-примеси щелочных гранитоидов куналейского комплекса изучены еще недостаточно. Имеющиеся литературные сведения ограничиваются преимущественно данными, полученными путем полуквантитативных спектральных определений. Количественные спектральные, а тем более химические анализы для большинства элементов либо отсутствуют, либо их крайне мало.

В данной главе мы попытались проследить характер распределения рубидия, цезия, ниобия, тантала, циркония, лития и фтора с целью использования их для выяснения условий образования щелочных гранитоидов. Особенности распределения бария и стронция разобраны при описании калинатровых полевых шпатов (см. гл. III).

Элементы-примеси определялись с помощью химических и количественных спектральных анализов. Химические анализы на ниобий, тантал, цирконий, литий и фтор проводились в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Ниобий и тантал определялись калориметрическими методами после выделения и концентрирования с применением соосаждения с двуокисью марганца (Дорош, 1959, 1961). Цирконий определялся фотометрически (Горюшина, Романова, 1961), литий — методом фотометрии пламени. Количественные определения на барий и стронций сделаны в спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР, количественные определения рубидия и цезия произведены в центральной лаборатории Оренбургского геологического управления.

Ошибки воспроизводимости результатов химических анализов на ниобий и тантал вычислялись на основании 30 параллельных определений, а на цирконий — на основании 33 параллельных определений по формуле (Налимов, 1960, с. 58)

$$S_{x-y}^2 = S_x^2 + S_y^2 - 2r_{xy} S_x \cdot S_y,$$

где S_x^2 — дисперсия первого определения, S_y^2 — дисперсия второго определения, r_{xy} — коэффициент корреляции между первым и вторым определениями. Вычисленные таким способом ошибки воспроизводимости для ниобия, тантала и циркония оказались:

$$S_{Nb} = 3,4 \cdot 10^{-4}; S_{Ta} = 1,3 \cdot 10^{-5}; S_{Zr} = 30 \cdot 10^{-4}.$$

Ниобий и тантал. Для характеристики содержания ниобия и тантала в щелочных гранитоидах куналейского комплекса мы имеем 121 химически проанализированную пробу на оба элемента. Ими охарактеризованы породы главной интрузивной фазы, фацции эндоконтакта, жильной фацции и вмещающие породы пяти изученных нами массивов куналейского комплекса. Наряду с ниобием и танталом в тех же поро-

Среднее содержание ниобия, тантала и циркония в щелочных гранитоидах куналейского комплекса

Массив	Nb-10			Ta-10 ⁻⁴			Zr-10 ⁻⁴		
	s	CV, %		s	CV, %		s	CV, %	
Мало-Куналейский (16)	21,0	6,48	30,0	2,4	2,00	84,0	635	303	21,0
Вороти-Иначе (7)	30,8	20,00	65,0	1,8	1,00	55,5	650	453	70,0
Петровск-Забайкаль- ский (9)	7,8	4,69	60,0	1,7	0,69	41,0	81	51	46,6
Нижне-Тарбагатайский (15)	17,0	3,00	17,6	1,8	0,20	11,0	514	48	9,4
Ара-Билютайский (9)	20,3	10,0	50,0	1,8	0,72	40,0	740	407	55,0

Примечание. Цифры в скобках — число анализов.

дах всегда определялся и цирконий, поскольку между ними имеется определенное кристаллохимическое родство. Содержание ниобия и циркония в отдельных массивах гранитоидов куналейского комплекса крайне неравномерно (табл. 49). Наиболее низкие содержания ниобия и тантала отмечены в Петровск-Забайкальском массиве, наиболее высокие — в массиве Вороти-Иначе. Содержание тантала подвержено меньшим колебаниям, оставаясь примерно на одном уровне. Несколько более высокое содержание тантала отмечено только в Мало-Куналейском массиве.

Согласно А. П. Виноградову (1962), кларк ниобия для кислых и средних по основности пород составляет $2 \cdot 10^{-3}$. По данным Е. Б. Знаменского (1964), среднее содержание ниобия в гранитоидах Советского Союза составляет $14 \cdot 10^{-3}$. Согласно нашим исследованиям гранитоидов Восточного Забайкалья (Вартанова, Щербакова, Завьялова, 1972), содержание ниобия и тантала в средних и кислых породах колеблется от $11,4 \cdot 10^{-3}$ в диоритах до $22,3 \cdot 10^{-3}$ в лейкократовых биотитовых гранитах. При сопоставлении этих данных с данными по щелочным гранитоидам куналейского комплекса видно, что в Петровск-Забайкальском массиве среднее содержание ниобия примерно в два раза меньше, чем в соответствующих им по основности породах, а в массиве Вороти-Иначе в два раза выше. В Мало-Куналейском и Ара-Билютайском массивах, сложенных кварцевыми сиенитами и щелочными кварцевыми сиенитами, содержание ниобия соответствует таковому в гранитоидах подобной основности, развитых в Восточном Забайкалье, а в Нижне-Тарбагатайском массиве, сложенном щелочными гранитами, — ниже, чем в соответствующих им по основности гранитоидах Восточного Забайкалья.

При сопоставлении содержаний ниобия и тантала в щелочных гранитоидах куналейского комплекса и в нефелиновых породах Ловозерского массива (Герасимовский и др., 1957) обращает на себя внимание, что в последних ниобий и тантал находятся в количествах от 10 до 100 раз более высоких, чем в изученных нами щелочных гранитоидах. Следовательно, по содержанию ниобия щелочные гранитоиды куналейского комплекса ближе к гранитоидам известково-щелочного ряда.

Следует отметить, что Петровск-Забайкальский и Нижне-Тарбагатайский массивы расположены в одной структурно-фациальной зоне, на небольшом расстоянии друг от друга, т. е. формирование их происходило в сходной геологической обстановке, что нашло отражение в пониженных содержаниях ниобия в массивах. При этом отмечается относительно более высокая накопление ниобия в Нижне-Тарбагатайском массиве, который сложен более кислыми породами и, судя по содержа-

нию рубидия, цезия и марганца, сформировался на меньших глубинах, чем Петровск-Забайкальский массив.

Дисперсии содержаний и коэффициенты вариации по отдельным массивам также не остаются постоянными. Наиболее высоки они в массиве Вороти-Иначе, наиболее низкие в Мало-Куналейском и центральной части Нижне-Тарбагатайского массивов. Это в значительной степени определяется малой ролью постмагматических процессов в данных породах, поскольку повышенное содержание ниобия в основном наблюдается в породах, подвергшихся аутометасоматозу (Подольский и др., 1972).

Содержание тантала отличается большим постоянством (см. табл. 49). Оно почти в два раза выше, чем проводимое Е. Б. Знаменским (1964) в качестве средних содержаний для гранитоидов ($1 \cdot 10^{-4}$) и близко к среднему содержанию тантала, полученному для гранитоидов Восточного Забайкалья (Вартанова и др., 1972). Что касается дисперсии содержаний, то для большинства изученных массивов она несколько ниже, чем для ниобия. Исключением служит лишь Мало-Куналейский массив, отличающийся более высоким содержанием тантала и более высокой дисперсией содержаний.

Характер распределения ниобия и тантала, в пределах отдельного массива, мы рассмотрим на примере Нижне-Тарбагатайского массива (табл. 50). В приконтактовой части массива содержание ниобия и тантала увеличивается, достигая максимума в породах фации экзоконтакта, в альбитизированных и эгиринизированных вмещающих гнейсах и щелочных аплитах, находящихся во вмещающих породах и генетически связанных с массивом. Вмещающие массив граниты нижнего палеозоя бедны ниобием и танталом, однако в связанных с ним аплитах накапливаются ниобий и тантал. Таким образом, становление щелочных гранитоидов сопровождается накоплением ниобия и тантала в экзоконтактовой фации и в связанных с ними аплитах.

Анализ распределения ниобия и тантала по отдельным породобразующим и акцессорным минералам позволяет отметить, что ниобий и тантал накапливается преимущественно в сфенах и цирконах (табл. 51). Содержание их в моноклинных пироксенах также высоко и четко зависит от содержания титана в последних. В эгирин-салите из Мало-Куналейского массива (обр. 582а-66), богатом титаном, оно в два и более раз выше, чем в эгиринах Нижне-Тарбагатайского массива.

Таблица 50

Распределение ниобия, тантала и циркония в породах Нижне-Тарбагатайского массива, 10^{-4} вес. %

Порода, место взятия проб	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	ZrO ₂
Щелочные граниты центральной части (6)	17,3	1,5	590
Щелочные граниты приконтактовой части (9)	28,8	2,0	760
Альбитизированные и эгиринизированные, вмещающие гнейсы и щелочные граниты фации экзоконтакта (10)	79,3	4,2	1550
Жильные породы: а) в массиве щелочных гранитоидов	21,5	1,6	380
б) щелочные аплиты во вмещающих породах (7)	88,1	6,7	2150
Вмещающие граниты, биотитовые, иногда гнейсовидные среднезернистые до мелкозернистых и аплитовидных (10)	12,6	1,04	150
Аплиты без щелочных темноцветных минералов с признаками ороговикования (5)	36,4	2,5	580

Примечание. Определения Nb, Ta и Zr произведены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР; аналитик В. М. Дорош. Цифры в скобках — число анализов.

Распределение ниобия и тантала в породообразующих и аксессуарных минералах щелочных гранитоидов куналейского комплекса, %

Массив	Образец	Минерал	Nb ₂ O ₃	Ta ₂ O ₅
Мало-Купалейский	582а-66	Эгирит-салит	0,0493	0,0154
»	582а-66	Катофорит	0,0045	0,00074
»	580а-66	»	0,0091	0,0043
Нижне-Тарбагатайский	17-66	Эгирин	0,0140	0,0022
»	17-66	Сфен	0,286	0,025
»	17-66	Циркон	0,066	0,0055
»	47-66	Эгирин	0,0175	0,0016
»	4-66	»	0,0272	0,00185
Ара-Билютайский	194-69	Эгирин	0,0225	0,0032
»	192-69	»	0,0235	0,0018
»	192-69	Сфен	0,674	0,0754

ва, значительно более бедных титаном. В амфиболах по сравнению с пироксенами содержание ниобия и тантала на порядок ниже, но примерно вдвое выше, чем содержание данных элементов в породе. В процессе становления массива в породах более поздних фаз содержание ниобия увеличивается, что видно на примере Мало-Куналейского массива. В катофоритах из пород I фазы содержится ниобия $45 \cdot 10^{-4}$ (см. табл. 51, обр. 582а-66), а в катофоритах из пород II фазы (обр. 580а-66) — $91 \cdot 10^{-4}$. Поведение тантала при этом противоположно поведению ниобия, т. е. в катофоритах из пород более поздней фазы содержание его уменьшается.

Высокая концентрация ниобия и тантала в цирконе показывает, что повышенное содержание циркона в породе является отрицательным признаком невозможности появления ниобиево-танталовой минерализации, поскольку ниобий и тантал будут рассеиваться в цирконе.

Цирконий. Содержание циркония по отдельным массивам щелочных гранитоидов колеблется в очень широких пределах, причем наиболее низкое — в щелочных сyenитах Петровск-Забайкальского массива (см. табл. 49). Содержание циркония, по данным А. П. Виноградова (1962), составляет для средних по основности пород $2,6 \cdot 10^{-2}$ и для кислых пород — $2 \cdot 10^{-2}$. Среднее содержание циркония в щелочных гранитоидах куналейского комплекса в 2,5—3,5 раза выше приведенных А. П. Виноградовым цифр, а также значений, полученных для гранитоидов Восточного Забайкалья (Варганова и др., 1972). Исключение составляет Петровск-Забайкальский массив, в котором среднее содержание циркония более чем в два раза ниже значений кларка циркония для гранитоидов известково-щелочного ряда и близко к таковым для основных пород (А. П. Виноградов, 1962).

Сопоставление содержаний циркония с содержанием ниобия и тантала по массивам обнаруживает четко выраженную корреляцию между ними.

Анализ распределения циркония в пределах отдельно взятого массива (см. табл. 50) выявляет в основном те же закономерности, что и для ниобия и тантала. Содержание циркония увеличивается от пород главной интрузивной фазы, слагающей центральную часть Нижне-Тарбагатайского массива, к породам фации эндоконтакта и сильно увеличивается в измененных альбитизированных и эгиринизированных породах фаций эндо- и экзоконтакта. Еще более богаты цирконием щелочные аплиты, генетически связанные с массивом. В жильных породах внутри массива количество циркония уменьшается. Уменьшение содержания циркония в жильной фации массива отмечается и в Мало-Куналейском

массиве, а также в гранитоидах Восточного Забайкалья (Вартанова и др., 1972).

Данными по распределению циркония в породообразующих минералах мы располагаем только по эгиринам. Химическое определение содержания циркония в эгиринах Нижне-Тарбагатайского и Ара-Билютайского массивов показало, что содержания циркония в эгирине Нижне-Тарбагатайского массива близки к таковым в породе, а в Ара-Билютайском массиве на один порядок выше, чем в породе. Наличие противоречивых данных не позволяет однозначно установить является ли эгирин концентратом циркония.

Фтор. Характеристика распределения фтора в щелочных гранитоидах куналейского комплекса приводится по 117 анализам. Из них 109 фотокалориметрических определений, произведенных по методу, разработанному во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте (Столярова, Смирнова, 1959), и 9, полученных с помощью метода рентгеноспектрального микрозондирования на приборе MS-46 фирмы «Сатеса».

Среднее содержание фтора по массивам колеблется в относительно небольших пределах (табл. 52). Исключение составляет Ара-Билю-

Таблица 52

Распределение фтора по массивам щелочных гранитоидов куналейского комплекса

Массив	$F \cdot 10^{-2}, \%$	s	CV
Мало-Куналейский (15)	5,45	3,11	57,0
Вороти-Иначе (7)	6,1	6,08	99,6
Петровск-Забайкальский (9)	3,83	1,73	45,1
Нижне-Тарбагатайский (15)	5,7	4,12	72,2
Ара-Билютайский (10)	14,06	6,32	14,95
Харитоновский (9)	5,1	2,04	40,0

Примечание. Цифры в скобках — число анализов. Содержание фтора в Харитоновском массиве взято из статьи А. Т. Соловьева и др., 1967; s — квадратичное отклонение; CV — коэффициент вариации.

тайский массив. Проверка различия средних содержаний фтора с помощью критерия Стьюдента (табл. 53) показала, что статистически достоверные различия содержаний по отношению к другим массивам имеет только Ара-Билютайский массив.

Средние содержания фтора, по А. П. Виноградову (1962), для габбро и базальтов составляет 0,037%, диоритов и андезитов — 0,05%, гранитов и пранодиоритов — 0,08%. По Л. Н. Когарко (1962), изучавшей распределение фтора в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива, среднее содержание фтора в них составляет 0,14%. Резкое увеличение содержания фтора отмечается в гидротермально измененных породах (Соловьев и др., 1967). Сопоставление полученных данных с приведенными выше показывает, что породы большинства массивов щелочных гранитоидов куналейского комплекса по содержанию фтора тяготеют к диоритам и габбро. При этом интересно отметить, что по содержанию SiO_2 они соответствуют гранодиоритам и гранитам.

Дисперсии содержаний фтора по массивам изменяются более значительно, чем средние содержания. Наиболее низкими дисперсиями содержаний обладают Петровск-Забайкальский, Харитоновский и Мало-Куналейский массивы, самыми высокими — массивы Вороти-Иначе и Ара-Билютайский. Проверка различий дисперсий содержания с помощью критерия Флшера (см. табл. 53) обнаружила, что статистически достоверных различий дисперсий содержаний с более чем 95% уровнем значимости не существует у Мало-Куналейского массива с Петровск-

Критерии различия содержаний фтора по массивам

Массив	Мало-Куналейский	Вороти-Иначе	Петровск-Забайкальский	Нижне-Тарбагатайский	Ара-Билютайский	Харитоновский
		<i>Критерий Фишера</i>				
Мало-Куналейский (15)		<u>3,82</u>	3,21	1,76	<u>4,16</u>	2,32
Вороти-Иначе (7)	0,106		<u>12,24</u>	2,17	1,09	<u>8,86</u>
Петровск-Забайкальский (9)	1,43	1,11		<u>5,64</u>	<u>11,12</u>	1,37
Нижне-Тарбагатайский (15)	0,20	0,2	1,25		2,36	<u>4,08</u>
Ара-Билютайский (10)	<u>4,53</u>	<u>2,59</u>	<u>4,65</u>	<u>4,03</u>		<u>9,65</u>
Харитоновский (9)	0,13	0,5	1,41	0,4	<u>4,12</u>	
		<i>Критерий Стьюдента</i>				

Примечания: 1) доверительные уровни: — 95%. = 99%. ≡ 99,9%. 2) Цифры в скобках — количество анализов.

Забайкальским, Нижне-Тарбагатайским и Харитоновским; у Петровск-Забайкальского массива с Мало-Куналейским и Харитоновским, у массива Вороти-Иначе с Нижне-Тарбагатайским и Ара-Билютайским, у Харитоновского с Мало-Куналейским и Петровск-Забайкальским. Не имеют статистически достоверных различий по обоим критериям массивы Мало-Куналейской и Петровск-Забайкальский, Мало-Куналейский и Нижне-Тарбагатайский, Мало-Куналейский и Харитоновский, Нижне-Тарбагатайский и массив Вороти-Иначе, Петровск-Забайкальский и Харитоновский.

Распределение фтора в пределах отдельно взятых массивов не обнаруживает каких-либо закономерностей. Так, в Мало-Куналейском и Петровск-Забайкальском массивах (см. табл. 39 и 44) отмечается понижение содержания фтора в породах фации эндоконтакта, в Нижне-Тарбагатайском (см. табл. 45) оно остается примерно на одном уровне в центральной и эндоконтактовой частях массива, в массиве Вороти-Иначе (см. табл. 41) в породах эндоконтакта содержание фтора увеличивается. Сопоставление содержания фтора в породах эндоконтактовых частей массивов и вмещающих пород (см. табл. 39, 40, 45), обнаруживает отсутствие связи между ними. Во вмещающих породах оно обычно ниже, чем в щелочных гранитоидах, но встречаются и обратные соотношения (массив Вороти-Иначе; см. табл. 41 и 43, образцы 265-66 и 266-66).

Анализ содержаний фтора в породообразующих амфиболах и биотитах щелочных гранитоидов куналейского комплекса (табл. 54) показывает, что среди амфиболов по содержанию фтора выделяются две группы: богатые фтором катофориты, арфведсониты и рибекиты и бедные фтором феррогастингситы. В амфиболах первой группы содержание фтора составляет преимущественно 1,25—1,70%, второй группы — 0,30—0,40%. Согласно данным Л. Н. Когарко (1962), амфиболы нефелиновых сненитов содержит 2,4—2,47% фтора, т. е. больше, чем в изу-

Содержание фтора в амфиболах и биотитах из щелочных гранитоидов куналейского комплекса (%)

Проба	Минерал	Массив	F, %	Источник
582-66	Катофорит	Мало-Куналейский	1,50	Авторы
580-66	»	»	1,36	»
249-66	»	»	1,36	»
250-66	»	»	1,24	»
584-66	»	»	1,44	»
246-70 *	Арфведсонит	»	1,53	»
250-70 *	»	»	0,86	»
268-70	»	Вороти-Иначе	1,70	»
737-70 *	Роговая обманка	»	1,60	»
482-70 *	Арфведсонит	Петровск-Забай- кальский	1,25	»
636а-66	»	»	1,10	»
1197	»	Куналейский	1,28	»
288	Роговая обманка	»	0,43	Соловьев и др. (1967)
5250-69	Феррогастингсит	Ара-Билютайский	0,40	Авторы
И-106-69	»	»	0,30	»
173-69	»	»	0,30	»
115	Магнезиогастингсит	Тайдутский	0,87	Фельдман, 1969
1	Эккерманит	Харитоновский	1,36	Соловьев и др. (1967)
343-70	Биотит	Нижне-Тарбагатай- ский	3,00	Авторы
87/1-69	»	Ара-Билютайский	2,37	»
192-69 *	»	»	3,00	»
265-69 *	»	»	0,50	»
172-69 *	»	»	0,75	»
737-70 *	Биотит	Вороти-Иначе	3,00	Авторы
491-70	»	Петровск-Забай- кальский	1,76	»
71	»	Харитоновский	0,74	Соловьев и др. (1967)

Примечание. Цифры, отмеченные звездочкой — анализы, полученные с помощью микрозонда.

ченных амфиболах. В биотитах из щелочных гранитоидов куналейского комплекса фтора содержится от 1,76 до 3,0%, они богаче фтором, чем амфиболы. Баланс фтора показывает, что катофориты, а следовательно, и более богатые фтором арфведсониты, рибекиты и биотиты являются минералами-концентраторами фтора (табл. 55).

Согласно В. И. Герасимовскому (1956), в породах мнаскитового типа фтор накапливается в кальциевых минералах, а агпаитового — связан с минералами, обогащенными натрием. По Л. Н. Когарко

Таблица 55

Баланс фтора в нордмаркитах Мало-Куналейского массива

Проба	Минерал	Удельный вес минерала	Содержание минерала в породе, об. %	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание фтора в минерале, %	Количество фтора, приходящегося на минерал	Общее содержание фтора в породе
						вес, %	вес, %
580-66	Катофорит	3,362	4,7	5,96	1,36	0,081	0,1
584-66	»	3,350	5,3	6,70	1,44	0,096	0,1

Примечание. Микроклин-пертит, кварц, салит и эгирины, находящиеся в парагенезисе с катофоритом, практически не содержат фтора и поэтому не приводятся.

(1962), в породах одной группы с изменением коэффициента агапайности меняются минералы-концентраторы фтора. Так, например, в породах Ловозерского массива с увеличением коэффициента агапайности минерало-концентратором фтора вместо апатита становится виллиолит (NaF). Из изученных массивов наиболее богат фтором Ара-Билютайский, но в то же время коэффициенты агапайности, т. е. щелочность слагающих его пород, несколько ниже, чем в остальных массивах куналейского комплекса. Это нашло свое отражение и в составе амфиболов данного массива, представленных преимущественно феррогастингститами. Последние относительно бедны натрием, а фтора в них в несколько раз меньше, чем в амфиболах из других массивов. Минерало-концентратором фтора для данного массива служит флюорит.

Рубидий и цезий. Рубидий и цезий являются рассеянными элементами, геохимически тесно связанными с калием, и данные по распределению их широко применяются при решении ряда петрогенетических задач. В магматическом процессе наиболее полно изучена роль рубидия для гранитоидов известково-щелочного ряда и щелочных пород, насыщенных SiO_2 , и в значительно меньшей степени — для щелочных пород с избытком SiO_2 , к которым принадлежат мезозойские щелочные гранитоиды Забайкалья.

Сведения по распределению рубидия в гранитоидах Забайкалья в литературе весьма немногочисленны (Воскресенская и Фельдман, 1964; Дворкин-Самарский, 1965; Латыш, Цыбульский, 1968). Небольшое количество определений рубидия имеется в отчетах геологов Бурятского геологического управления. По цезию отсутствуют какие-либо данные. Нами произведено определение рубидия и цезия в четырех массивах щелочных гранитоидов и вмещающих их породах, расположенных в различных структурно-фациальных зонах (табл. 56). Особенности химизма пород, в которых определялись рубидий и цезий, показаны на рис. 27.

Изученные щелочные гранитоиды четко ложатся на линию щелочной гранит (10) — щелочной сиенит (25) — фонолит (41), образуя единый ряд от щелочных сиенитов до щелочных гранитов, в котором отдельные массивы занимают определенные участки. Содержание рубидия в отдельных массивах колеблется в небольших пределах, цезия же — в значительно больших. В массивах, расположенных в одной и той же структурно-фациальной зоне, таких как Петровск-Забайкальский и Нижне-Тарбагатайский, содержание рубидия и цезия увеличивается от более основных к более кислым породам. Наибольшее содержание рубидия отмечается в эгиринизированных и альбитизированных гранитах, содержание же цезия в этих породах падает. Ниже оно и в аплитах. Повышение содержания рубидия от более основных к более кислым породам характерно при дифференциации единого магматического очага (Ставров, 1966). Сопоставление близких по химизму массивов из различных структурно-фациальных зон показывает, что различия в содержании рубидия и цезия в них очень значительные.

Проявление мезозойского интрузивного щелочного магматизма в пределах каждой зоны также различно (см. рис. 1). В Удино-Витимской зоне щелочные гранитоиды образуют крупные массивы, триасовые эффузивы имеют ограниченное распространение, а вмещающими породами являются кристаллические сланцы и гнейсы протерозоя и гранитоиды палеозоя. В Малханской зоне площадь распространения щелочных гранитоидов меньше, но встречаются и крупные массивы. Вмещающими породами массивов служат эффузивы тамирской и цаганхунтейской свит и гранитоиды бичурского комплекса мезозоя. В Жида-Хиложской зоне массивы щелочных гранитоидов невелики по размеру и тесно ассоциируют с широко развитыми здесь мезозойскими эффузивами. Таким образом, на основании анализа геологической об-

Содержание калия, рубидия и цезия в массивах щелочных гранитоидов куналейского комплекса, расположенных в различных структурно-фациальных зонах

Массив, порода	Образец	K	Rb·10 ⁻⁴	Cs·10 ⁻⁴	K/Rb	Rb/Cs
1	2	3	4	5	6	7
<i>Малханская зона</i>						
Мало-Куналейский						
Щелочной сиенит I фазы	251-66	4,67	90	0,1	519	900
I »	582-66	5,25	97	0,1	541	970
II »	249-66	5,49	90	0,9	610	100
II »	580-66	5,38	80	0,2	672	400
III »	584-66	5,37	97	0,3	554	329
Среднее по массиву		5,23	91	0,3	579	539
Вмещающие породы бичурского комплекса:						
габбро I фазы	234-66	1,35	45	4,0	300	11
сиениты II »	232-66	3,93	183	Не обн.	215	
<i>Джида-Хилокская зона</i>						
Ара-Билютайский	109а-69	4,65	94	0,7	495	134
Щелочной сиенит	106-69	6,61	138	2,5	480	55
	97-69	6,51	144	1,1	452	128
	173-69	6,93	140	2,2	495	64
Среднее по массиву		6,18	129	1,6	481	95
Вмещающие породы:						
граносиениты джидинского комплекса	114-69	3,72	103	1,6	361	64
эссекситы бичурского комплекса	46-69	3,55	95	1,6	373	59
Убур-Билютайский						
Кварцевый сиенит бичурского комплекса	260-69	3,63	76	1,8	476	42
	32-69	4,70	121	0,9	389	134
	213-69	4,97	103	0,9	482	113
<i>Удино-Витимская зона</i>						
Петровск-Забайкальский						
Щелочной сиенит	635-66	5,85	31	Не обн.	1887	
	638-66	5,57	31	»	1797	
	648-66	5,65	29	»	1950	
Среднее по массиву		5,69	30	»	1875	
Нижне-Тарбагатайский	38-66	4,90	115	0,8	426	144
Щелочной гранит	39-66	4,50	98	0,5	460	196
	40-66	6,65	130	1,2	511	108
	44-66	4,27	130	Не обн.	328	
	17-66	5,28	92	0,7	574	117
	26-66	3,92	113	4,4	347	27
Среднее		4,92	113	1,3	441	
Эгиринизированный и альбитизированный гранит	3-66	4,00	117	0,3	192	390
	4-66	4,73	220	Не обн.	130	
	8-66	4,87	250	0,1	195	2500
	10-66	5,07	120	0,3	422	400
	12-66	4,51	177	0,6	255	295
	13-66	4,58	190	0,6	241	317
Среднее		4,62	181	0,3	239	650
Эндоконтакт массива						
Аплит	101-66	3,40	71	Не обн.	474	
	15 _а -66	4,96	107	0,3	464	357
	102-66	3,40	67	0,6	508	112

1	2	3	4	5	6	7
Среднее Вмещающие породы: граниты палеозоя	104-66	6,46	246	1,4	263	176
	107-66	4,07	93	0,2	438	465
		5,42	117	0,5	430	278
граниты палеозоя	103-66	3,62	150	1,9	241	79
	106-66	4,32	149	1,0	290	149
	108-66	3,42	100	0,6	342	167
	109-66	5,02	164	0,3	306	547
гнейсы протерозоя	32а-66	4,24	72	1,2	490	60
пегматиты протерозоя	29-66	5,05	136	2,4	371	567

Примечание. Определения произведены в центральной лаборатории Оренбургского геологического управления.

становки можно говорить, что глубина формирования и эрозийный срез массивов щелочных гранитоидов в пределах отдельных зон был различен. Наиболее глубинные условия можно предполагать для щелочных гранитоидов Удино-Витимской зоны, наименее глубинные — для Джиды-Хилокской.

На основании принципа Ле-Шателье, согласно которому при повышенном давлении в системе должны протекать процессы, способст-

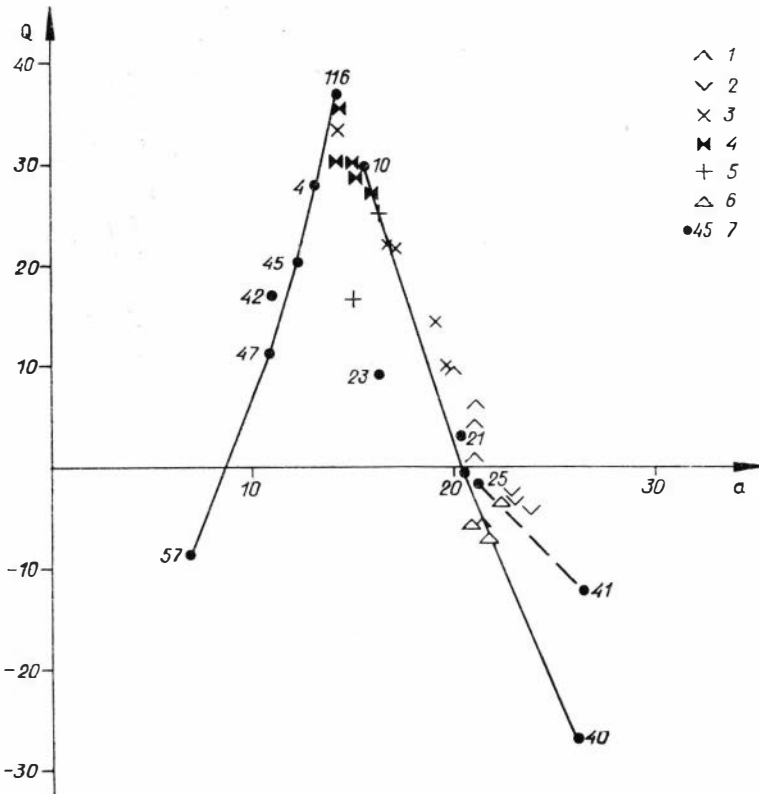


Рис. 27. Зависимость содержания щелочей в алюмосиликатах (α) от величины насыщенности кремнеземом (Q) для известково-щелочных и щелочных серий пород (нанесены данные анализов пород куналейского комплекса, в которых определялся Rb).

1 — сиениты Мало-Куналейского массива; 2 — сиениты Петровск-Забайкальского массива; 3 — граниты Нижне-Тарбагатайского массива; 4 — альбитизированные и эгиринизированные породы Нижне-Тарбагатайского массива; 5 — аплиты Нижне-Тарбагатайского массива; 6 — сиениты Ара-Билютяйского массива; 7 — номера средних типов пород по Р. Дэли.

вующие уменьшению объема, В. В. Щербина (1965) отметил, что поскольку ионный радиус калия меньше ионного радиуса рубидия, то в калневых полевых шпатах, образовавшихся при более высоких давлениях, содержание рубидия должно быть пониженным. В большей степени это относится к цезию. Относительные содержания рубидия и цезия в изученных массивах полностью согласуются с этим положением. Несмотря на близость химического состава пород и примерно одинаковые содержания рубидия и цезия во вмещающих породах, щелочные сиениты Петровск-Забайкальского массива (Удино-Витимская зона) содержат наименьшее количество рубидия и цезия, а щелочные сиениты Ара-Билютайского массива (Джида-Хилокская зона) — наибольшее. То же можно сказать и относительно распределения цезия.

Среднее содержание рубидия, по данным А. П. Виноградова (1962), составляет для основных по составу пород $4,5 \cdot 10^{-3}$, средних — $1 \cdot 10^{-2}$ и кислых — $2 \cdot 10^{-2}$; цезия $1 \cdot 10^{-4}$ для основных и $5 \cdot 10^{-4}$ для кислых. По О. Д. Ставрову (1966), в гранитоидных комплексах среднее содержание рубидия для первой фазы равно 0,017 (пределы колебаний 0,014—0,02%), а отношение K/Rb — 210 (пределы колебаний 180—260), второй фазы — соответственно 0,028 (0,023—0,033) и 143 (110—180).

В щелочных недосыщенных SiO_2 породах (Архангельская и др., 1968) содержание рубидия выше, чем в гранитах известково-щелочного ряда, но благодаря более высокому содержанию калия K/Rb отношение близко к таковому в гранитах. В щелочных породах с избытком SiO_2 рубидий находится примерно в таких же количествах, как и в гранитах, а K/Rb отношение в полтора — два раза выше. Что касается цезия, то распределение его изучено еще слабо. По сравнению с рубидием он характеризуется резкой неравномерностью распределения (Беус, Фабрикова, 1961). В щелочных комплексах Северо-Байкальской провинции, по данным В. В. Архангельской и др. (1968, с. 77), содержание цезия в нефелиновых сиенитах равно $11 \cdot 10^{-4}\%$, при колебаниях Rb/Cs отношения от 33 до 75, и в трахитоидных щелочных сиенитах — $0,2 \cdot 10^{-4}$, Rb/Cs от 37 до 100.

В изученных массивах содержание рубидия значительно ниже кларковых, а отношение K/Rb и Rb/Cs выше, чем дано у О. Д. Ставрова и В. В. Архангельской. Полученные результаты хорошо согласуются с данными Н. Т. Воскресенской и В. И. Фельдмана (1964), изучавшими распределение рубидия и калия в щелочных гранитоидах Тайдунского массива, относящегося к куналейскому комплексу и расположенного в Центральном Забайкалье, в пределах Удино-Витимской зоны, а также с данными количественных определений рубидия в ряде массивов щелочных гранитоидов куналейского комплекса, приведенных в отчетах геологов Бурятского геологического управления. В этом смысле выведенный В. А. Дворкиным-Самарским (1965) кларк рубидия для гранитоидов юга Бурятии, равный $220 \cdot 10^{-4}$, вероятно, несколько завышен. То же можно сказать и относительно средних содержаний рубидия для щелочных гранитоидов куналейского комплекса бассейна р. Брянка, приведенных в статье В. Т. Латыша и В. И. Цыбульского (1968). К сожалению, в обеих работах даны только средние содержания, без дисперсий или указаний пределов колебаний.

Л. М. Овчинников (1964) показал, что концентрация рубидия и величины K/Rb отношения резко различны в гранитах и сиенитах, являющихся продуктами кристаллизации габбровой магмы, и в гранитоидах гранитного ряда. Особенно большая разница в величинах K/Rb отношения. На составленном им графике соотношения калия и рубидия четко выделяются два поля: I — поле гранитоидов и сиенитов габбрового ряда и эффузивов базальтоидного происхождения и II — поле гранитоидов гранитного ряда. Данные наших определений по массивам щелочных гранитоидов (рис. 28) почти полностью попадают в первое поле.

Исключение составляет лишь несколько проб альбитизированных и эгиринизированных гранитов Нижне-Тарбагатайского массива, в которых содержание рубидия повышено. Такая же картина наблюдается и при нанесении средних содержаний рубидия по типам пород Тайдутского массива. При этом следует отметить, что несмотря на повышение содержания рубидия в измененных щелочных гранитоидах оно значительно ниже, чем в пегматитах и альбитизированных гранитах гранитного ряда. Отношение K/Rb в изученных породах также близко к соответствующему отношению в гранитоидах габбрового ряда. Вмещающие породы в подавляющем большинстве случаев попадают во второе поле или же располагаются вблизи пограничной линии между I и II полями.

Таким образом, можно сказать, что распределение рубидия и цезия в щелочных гранитоидах жуналейского комплекса подтверждает вытекающий из анализа геологической обстановки вывод о разной глубине формирования и различном эрозивном срезе массивов комплекса, а также, что данная группа пород является производной основной магмы.

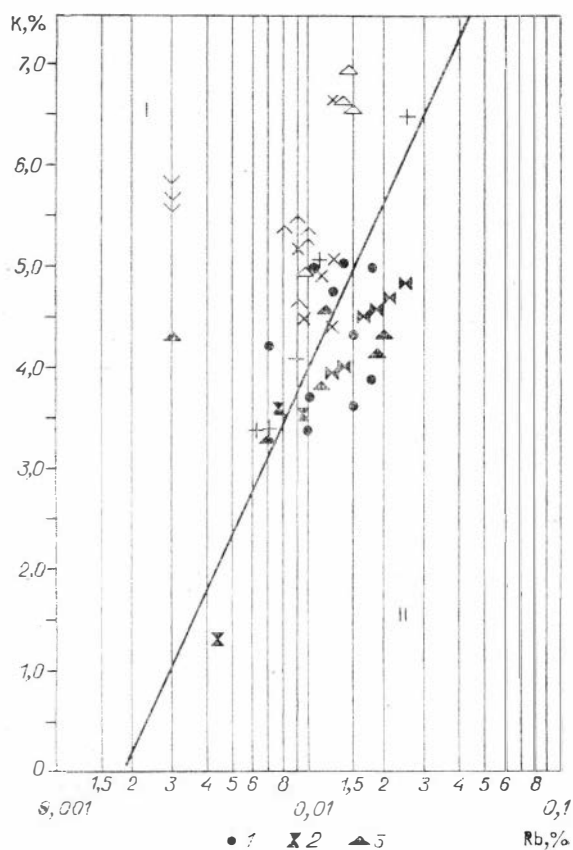


Рис. 28. Соотношение калия и рубидия в гранитоидах жуналейского комплекса и во вмещающих породах. I — поле гранитоидов и сиенитов габбрового ряда и эффузивов базальтоидного происхождения; II — поле гранитоидов гранитного ряда (по Л. Н. Овчинникову, 1964). 1 — вмещающие гранитоиды; 2 — эссекиты и габбро бичурского комплекса; 3 — щелочные сиениты Тайдутского массива. Усл. обозн. см. на рис. 27.

СООБРАЖЕНИЯ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Прежде чем перейти к характеристике условий образования щелочных гранитоидов Забайкалья, следует остановиться на их общей геологической позиции. Щелочной гранитоидный магматизм Западного Забайкалья проявился в мезозойское время и связан с тектонической активизацией области завершенной каледонской складчатости, начавшейся в верхнем палеозое — нижнем мезозое и сопровождавшейся интенсивной магматической деятельностью, приведшей к образованию Западно-Забайкальского вулканического пояса (Хренов и др., 1966). Щелочные гранитоиды в его пределах приурочены к глубинным разломам, преимущественно северо-восточного простирания, невелики по размерам и часто ассоциируют с эффузивами. Образование их происходило в триасе (170—190 млн. лет). В 1952 г. щелочные гранитоиды были выделены П. И. Налетовым в самостоятельный интрузивный комплекс, известный под названием куналейского. Несмотря на общность тектонической позиции, близость состава и времени образования щелочные гранитоиды Куналейского комплекса, расположенные в различных структурно-фациальных зонах, имеют свои особенности.

Изученные массивы расположены в пределах Малханской (Мало-Куналейский, Вороти-Иначе, Малетинский), Удино-Витимской (Нижне-Тарбагатайский, Петровск-Забайкальский, Балягинский) и Джидда-Хилокской структурно-фациальных зон (Ара-Билютайский и массивы р. Хамней). В результате проведенных исследований выяснилось, что среди массивов, относимых к мезозойскому куналейскому комплексу, выделяются две разновозрастные группы пород: щелочные граниты и сенинты триасового возраста (163—187 млн. лет) и более древние — палеозойские, субщелочные гранитоиды (240—259 млн. лет). Последними сложены Балягинский и Малетинский массивы. Данные массивы расположены в зонах мезозойской активизации, приурочены к разломам, пространственно связаны с эффузивами и в ряде случаев (Балягинский массив) имеют с ними четкие интрузивные контакты. Это позволяет говорить, что активизация каледонид в Западном и Центральном Забайкалье уже в верхнем палеозое достигла значительного развития и сопровождалась интенсивной магматической деятельностью.

В настоящей работе мы ограничились характеристикой условий образования собственно щелочных гранитоидов. Результаты исследований верхнепалеозойских гранитоидов здесь не обсуждаются.

Среди мезозойских щелочных гранитоидов куналейского комплекса наибольшим развитием пользуются две группы пород: щелочные сенинты и нордмаркиты, содержащие 60—60% SiO_2 , и щелочные граниты с содержанием 70—75% SiO_2 . Первая группа пород встречается чаще. Проявление мезозойского интрузивного щелочного магматизма в пределах отмеченных выше зон различно (см. рис. 1). В Удино-Витимской зоне щелочные гранитоиды образуют крупные массивы, триасовые эффузивы имеют ограниченное распространение, а вмещающими породами для них являются кристаллические сланцы и гнейсы протерозоя и гранитоиды палеозоя. Ассоциация же щелочных гранитоидов с эффузивами встречается редко. В Малханской зоне площадь распространения ще-

лочных гранитоидов меньше, но встречаются и крупные массивы среди эффузивов тамирской и цаган-хунтейской свит и гранитоидов бичурского комплекса мезозоя. В Джида-Хилокской зоне массивы щелочных гранитоидов невелики по размеру и тесно ассоциируют с широко развитыми здесь мезозойскими эффузивами. Таким образом, на основании анализа геологической обстановки, можно говорить, что эрозионный срез массивов щелочных гранитоидов в пределах отдельных зон был различен. Наиболее глубокий срез можно предполагать для щелочных гранитоидов Удино-Витимской зоны, наименее глубокий — для Джида-Хилокской.

Глубина формирования массивов, судя по геологическим данным, не превышала нескольких километров. Это устанавливается на основании многочисленных случаев прорывания гранитоидами куналейского комплекса комагматичных им эффузивов цаган-хунтейской свиты (Скрипкина, 1966), мощность которой в наиболее полно сохранившихся разрезах не превышает первых километров. О малой глубине формирования щелочных гранитоидов Западного Забайкалья свидетельствует и наличие в экзоконтактах массивов мусковит-андалузитовых роговиков. В то же время состав породообразующих минералов, в частности наличие криптопертитов в центральной части зональных вкрапленников порфиридных нардмаркитов I фазы становления Мало-Куналейского массива, свидетельствует, что очаг и камера становления массива были значительно разобщены в пространстве, поскольку, по данным О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958) криптопертиты могут образоваться на глубине не менее 15 км (Козубова, 1967).

Об относительной глубине формирования отдельных массивов или эрозионного среза в них помимо общегеологических соображений можно судить по соотношению двух- и трехвалентного железа в породах (Куцев, 1964), по парагенезису минералов и по элементам-примесям.

Общая железистость пород для большинства массивов региона отличается исключительным постоянством. Для щелочных сиенитов среднее значение железистости колеблется в пределах $f=79-82\%$, для щелочных гранитов — $f=86-89\%$ при близких дисперсиях содержаний. Несмотря на близость общей железистости, отношение Fe_2O_3/FeO , а следовательно, и коэффициент окисления в отдельных массивах сильно отличаются друг от друга (см. гл. IV). Поскольку главным фактором, определяющим отношение Fe_2O_3/FeO , является фактор глубинности, непостоянство данного отношения отражает различную глубину формирования массивов или их различный эрозионный срез. Из изученных массивов наиболее высоко данное отношение в породах массивов Вороти-Иначе и Ара-Билютайском, наиболее низкое — в породах Петровск-Забайкальского и Мало-Куналейского массивов.

Минеральные парагенезисы пород, слагающих массивы щелочных гранитоидов, определяются в основном двумя факторами: потенциалом кислорода и потенциалом натрия. Анализ минеральных парагенезисов (см. гл. III) позволил установить, что парагенезис феррогастингсит — магнетит, характерный для Ара-Билютайского массива, устойчив при низком потенциале натрия и высоком потенциале кислорода. Парагенезис катофорит — ильменит, отмеченный в Мало-Куналейском массиве, устойчив при низком окислительном потенциале кислорода и более высоком потенциале натрия. Повышение потенциала натрия, при том же потенциале кислорода, приводит к смене парагенезиса катофорит — ильменит парагенезисом арфведсонит — магнетит. Поскольку потенциал кислорода определяется глубинностью, наличие в отдельных массивах при близком химическом составе пород различных парагенезисов темноцветных и акцессорных минералов показывает, что глубины формирования массивов, будучи в общем гипабиссальными, различны.

Характер эндо- и экзоконтактовых изменений изученных массивов

также различен, что отражается в смене парагенезисов минералов. Так, парагенезис катофорит — ильменит, характерный для пород главной интрузивной фазы Мало-Куналейского массива, сменяется в зоне эндоконтакта парагенезисом биотит — магнетит. Вместо калинатровых полевых шпатов состава анортклаза появляются полевые шпаты, более богатые калиевой составляющей, причем последняя представлена микроклином, резко увеличивается также содержание кварца и сфена. Породами экзоконтакта при этом служат трахибазальты цаган-хунтейской свиты. Контакт интрузивный, резкий, никаких признаков гибридности в фации эндоконтакта, так же как и в массиве, нет. Смена парагенезиса катофорит — ильменит парагенезисом биотит — магнетит — сфен — кварц, согласно рассчитанным реакциям, происходит при понижении потенциалов натрия и кислорода. Появление же микроклина свидетельствует о повышении давления летучих, поскольку микроклин образуется при более высоком давлении газовой фазы, чем ортоклаз или анортклаз. Смена ортоклаза микроклином и повышение содержания кварца отмечается и в краевых частях Нижне-Тарбагатайского массива и массива Вороти-Иначе. Для Ара-Билютайского массива характерны четко выраженные явления гибридности и многочисленные ксенолиты. Как отмечалось выше, парагенезисы минералов в породах, слагающих Ара-Билютайский массив, могли образоваться лишь при высоком потенциале кислорода, а следовательно, формирование его происходило на меньших глубинах, чем других массивов.

Следующим признаком, позволяющим судить о глубине формирования массивов, является состав темноцветных и аксессуарных минералов и содержание в породах элементов-примесей. Согласно принципу Ле-Шателье, повышение давления будет способствовать увеличению в минералах переменного состава изоморфных примесей с меньшим ионным радиусом, например магния в железомagneзиальных силикатах. Понижение же давления — увеличению изоморфных примесей с большим ионным радиусом, например марганца. То же относится к рубидию, изоморфно замещающему калий. В этой связи анализ составов минералов и пород, изученных массивов (см. гл. III и IV) позволяет относить к более глубинной фации породы Петровск-Забайкальского и Мало-Куналейского массивов, а к менее глубинной — Ара-Билютайского.

Для суждения о температурах кристаллизации щелочных гранитоидов куналейского комплекса проводились замеры температур гомогенизации включений минералообразующей среды в кварцах, изучался и сопоставлялся с результатами экспериментальных данных состав породообразующих и аксессуарных минералов. Изучение включений минералогической среды по массивам показало, что количество и характер включений в массивах резко различны. Мало-Куналейский массив беден включениями, Нижне-Тарбагатайский и массив Вороти-Иначе богаты ими. Петровск-Забайкальский и Ара-Билютайский массивы, сложенные щелочными сиенитами, практически лишены кварца и поэтому с этой точки зрения не изучались, поскольку щелочные полевые шпаты высокотемпературных включений не содержат. Количественное различие включений по массивам определяется, в первую очередь, особенностями химизма слагающих их пород. Известно, что щелочные магмы характеризуются повышенным содержанием летучих компонентов в магматическом расплаве, а не в газовой фазе, поскольку высокая щелочность расплава препятствует отделению летучих в газовую фазу (Когарко, 1971). Этим можно объяснить обилие включений в более кислых щелочных гранитах массивов Вороти-Иначе и Нижне-Тарбагатайском по сравнению с нордмаркитами Мало-Куналейского массива.

Газово-жидкие включения в кварце щелочных гранитоидов куналейского комплекса по агрегатному состоянию относятся к жидким (с соотношением жидкой и газовой фаз от 90/10 до 70/30% объема вклю-

чения соответственно) и газовым (35/65—50/50% объема включений). Кроме того, в единичных случаях в кварцах нордмаркитов III фазы становления Мало-Куналейского массива и в щелочных пегматоидных гранитах Нижне-Тарбагатайского массива встречены единичные расплавленные включения. Температуры гомогенизации их равны соответственно 890° и 880°C (см. табл. 14) и близки к температурам гомогенизации наиболее высокотемпературных газовой-жидких включений в породах тех же массивов и массива Вороты-Иначе. Кварц в изученных породах, судя по соотношению в шлифах, кристаллизуется либо позже (Мало-Куналейский массив) либо почти одновременно с калинатровыми полевыми шпатами (пегматоидные щелочные граниты Нижне-Тарбагатайского массива). Поэтому на основании полученных температур гомогенизации газовой-жидких и расплавленных включений в кварце, можно утверждать, что нижний температурный предел кристаллизации калинатровых полевых шпатов щелочных гранитоидов был близок к 900°C.

Изучение состава калинатровых полевых шпатов показало, что в нордмаркитах Мало-Куналейского массива, в центральной части зональных вкрапленников криптопертитового сложения содержится до 80—85% альбитового компонента. На диаграмме плавкости псевдобинарной системы $KAlSi_3O_8(Or) - NaAlSi_3O_8(Ab)$, построенной Н. Л. Боуэном и О. Ф. Таттлом (1952) для «сухой» системы и в присутствии воды, составы их ложатся вправо от точек минимума, температуры которого для «сухой» магмы — 1063°C, при $P_{H_2O} = 1000 \text{ кг/см}^2 - 843^\circ\text{C}$ и для $P_{H_2O} = 2000 \text{ кг/см}^2 - 770^\circ\text{C}$. Таким образом, для выбора диаграммы плавкости и суждения о температурах кристаллизации калинатровых полевых шпатов, на основании их состава при становлении массивов куналейского комплекса, необходимы данные о количестве воды в магме. Как отмечалось выше, камера, где происходило формирование массивов, судя по геологическим данным, была на глубине нескольких километров. В то же время криптопертитовые вкрапленники, по О. Таттлу и Н. Л. Боуэну (Tuttle, Bowen, 1958), могли образоваться на глубине не менее 15 км. Следовательно, очаг и камера были разобщены в пространстве, и магма, давшая начало щелочным гранитоидам, перемещалась в более высокие горизонты. Известно, что к перемещению способны «сухие» магмы, бедные водой (Соболев и др., 1970). Наличие же в щелочных гранитоидах амфиболов и пироксенов возможно при P_{H_2O} не менее 500 кг/см² (Кадик, 1971).

Учитывая вышесказанное, P_{H_2O} при кристаллизации гранитоидов куналейского комплекса должно было быть в пределах 500—1000 кг/см², поэтому для определения температуры кристаллизации калинатровых полевых шпатов более подходит диаграмма плавкости системы $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8$, построенная Л. Н. Боуэном и О. Ф. Таттлом для $P_{H_2O} = 1000 \text{ кг/см}^2$. Нанесение составов калинатровых полевых шпатов на данную диаграмму показало температуру кристаллизации, близкую к 900°C, что не противоречит замерам температур гомогенизации расплавленных и газовой-жидких включений в кварце из этих же пород.

О нижнем температурном пределе кристаллизации щелочных гранитоидов можно судить на основании составов амфиболов, образовавшихся в высокотемпературную постмагматическую стадию, состава и строения магнетита, замеров высокотемпературных, вторичных, газовой-жидких включений в кварце и состава роговиков в контактах массивов.

По И. А. Островскому (1956), верхний температурный предел устойчивости натрово-железистых амфиболов при давлении от 125 до 1000 кг/см² составляет 725—695°C. В 1960 г. В. Г. Эрнстом (Дир и др., 1965, с. 262) были синтезированы магнезиорибекиты и рибекиты в условиях избытка воды и при парциальном давлении P_{O_2} , определяемым гематит-магнетитовым буфером. По его данным, верхний температурный предел устойчивости магнезиорибекита при $P_{H_2O} = 300 \text{ бар}$ равен

910°C, а рибекита — примерно на 150°C ниже. Согласно экспериментальным работам Ф. В. Сыромятникова и И. П. Иванова (Тугаринов и др., 1963) магнезиорибекит образуется по куммингтониту при температурах от 450 до 700°C и давлении 1000 кг/см².

Изученные нами голубые амфиболы массива Вороти-Иначе образовались в высокотемпературную постмагматическую стадию, по составу занимают промежуточное положение между арфведсонитом и магнезиорибекитом, и, судя по наличию гематита и магнетита в породах массива, окислительные условия при становлении массива были близки к условиям эксперимента В. Г. Эрста. На основании этого можно предполагать, что температуры образования амфиболов в массиве Вороти-Иначе были порядка 700—750°C. В кварце из той же породы, из которой был проанализирован амфибол, температуры гомогенизации наиболее высокотемпературных газово-жидких включений оказались равными 670—730°C, что не противоречит температурам образования щелочных амфиболов по экспериментальным данным.

Магнетиты в щелочных гранитоидах куналейского комплекса богаты титаном, и для них характерно наличие структур распада ильменита. Последние, согласно данным П. Рамдора (1962, с. 881), возникают при температурах 700—400°C. Нижнюю температурную границу кристаллизации щелочных гранитоидов можно определить и на основании наличия мусковит-андалузитовых роговиков, развитых в контакте Мало-Куналейского массива. По А. Н. Заварицкому и В. С. Соболеву (1961, с. 193), андалузит образуется в роговиках при температурах до 700—800°C. Приведенные данные по температурам кристаллизации щелочных гранитоидов позволяют определить верхний температурный предел — 900°C и нижний — порядка 650—700°C. Подобные температуры свидетельствуют, что щелочные гранитоиды куналейского комплекса образовались в результате кристаллизации магматического расплава.

Важнейшим фактором, определяющим особенности пород и порядок выделения минералов при становлении массивов, является режим щелочей. Согласно данным химических анализов (табл. 57), содержание щелочей в гранитоидах куналейского комплекса составляет от 10,5 до 13,5 вес. %, что в 1,5—2 раза выше, чем содержание щелочей в соответствующих по основности породах нормального ряда. При этом алюминия не больше, чем в гранитоидах нормального ряда, этим определяется высокий коэффициент агпаитности, для большинства массивов близкий к единице, агпаитовый порядок кристаллизации пород и особенность состава темноцветных минералов. Последние бедны алюминием, богаты щелочами и постоянно содержат кальций (см. гл. III).

Кристаллизация магматического расплава начиналась с выделения калинатровых полевых шпатов, содержащих до 80—85% альбитовой компонента и отвечающих по составу анортоклазам. В процессе кристаллизации расплава содержание натрия в полевых шпатах падало, а кальция увеличивалось. Большая часть темноцветных минералов, исключая отдельные вкрапленники в породах ранних фаз становления массивов, приурочена к интерстициям крупных зерен калинатровых полевых шпатов и образовалась позже последних. Для них часто отмечается зональное строение, но в отличие от полевых шпатов краевые части их богаче натрием, что удалось проследить с помощью микроанализатора (см. гл. III). Таким образом, существуют две противоположные тенденции: в процессе кристаллизации понижается альбитовая составляющая в калинатровых полевых шпатах и повышается щелочность темноцветных минералов. Этим объясняется факт увеличения щелочности темноцветных минералов, содержащих натрий, в более поздних, обогащенных кварцем разностях пород, при общем понижении количества натрия в кислых дифференциатах. Благодаря этому из постмагматических процессов наиболее развита альбитизация.

Распределение кремнезема, алюминия и щелочей в гранитоидах куналейского комплекса

Массив	SiO ₂			Al ₂ O ₃			Na ₂ O			K ₂ O		
	\bar{x}	s	CV	\bar{x}	s	CV	\bar{x}	s	CV	\bar{x}	s	CV
Мало-Куналейский (20)	65,71	2,30	3,50	15,90	1,45	9,10	5,81	0,95	16,28	5,09	0,99	19,23
Вороти-Иначе (7)	68,60	2,77	4,03	14,4	1,66	11,52	5,43	0,58	9,96	5,07	0,49	9,68
Петровск-Забайкальский (8)	64,68	0,78	1,21	17,37	0,61	3,52	7,31	0,46	6,24	6,20	0,27	4,40
Нижне-Тарбагатайский (16)	71,86	2,63	3,66	13,27	1,30	9,80	5,42	0,86	15,80	5,15	0,47	9,20
Ара-Билютайский (12)	63,72	2,45	3,85	16,99	0,76	4,50	5,70	0,73	12,80	4,87	0,93	19,10

Примечание. \bar{x} — среднее содержание; s — среднее квадратическое отклонение; CV — коэффициент вариации. Цифры в скобках — число анализов.

Петрохимической особенностью щелочных гранитоидов куналейского комплекса являются близкие содержания и дисперсии содержания щелочей в массивах, расположенных в различных частях региона, и преобладание натрия над калием. Содержание алюминия менее постоянно и имеет четко выраженную тенденцию к уменьшению в кислых дифференциатах.

Обобщение результатов петрохимических исследований пород куналейского комплекса позволяет наметить два пути эволюции исходного силикатного расплава.

1. В массивах, сложенных породами агпантового типа, в эволюции исходного расплава проявляется пантеллеритовая тенденция, которая выражается в увеличении содержания кремнезема и уменьшении содержания щелочей в направлении от пород ранних фаз массива к породам поздних фаз. Аналогичная тенденция в изменении химизма пород устанавливается от центральных частей массивов к их периферии. При этом содержание натрия по сравнению с калием уменьшается в большей степени и в заключительную стадию формируется жильная фация лейкократовых аляскитовых гранитов без щелочных темноцветных минералов, близких к пезанитам. В ряде случаев они приурочены к массивам щелочных гранитоидов куналейского комплекса (Мало-Куналейский, Петровск-Забайкальский, Харитоновский, Солдатский и др. массивы), в других — образуют самостоятельные тела, контролируемые такими же структурами, как и массивы щелочных гранитоидов куналейского комплекса, и попадающие в те же возрастные рамки, что и последние. Примером могут служить аляскитовые граниты района с. Бар (западная часть хребта Цаган-Дабан), которые В. Л. Вернин в 1972 г. отнес к заключительной фазе куналейского комплекса.

2. Второй путь эволюции силикатного расплава, породивший породы куналейского комплекса характеризуется увеличением их щелочности при повышении кислотности расплава. Примером данного типа может служить Ара-Билютайский массив. Породы главной фазы его содержат 63% SiO₂, но богаты щелочами. Они отличаются от пород, ранних фаз интрузий первой группы также более высоким содержанием глинозема.

Последним из затронутых нами вопросов является установление генетического типа мезозойских щелочных гранитоидов региона. Известно, что среди щелочных пород складчатых областей существуют производные как гранитоидной, так и базальтоидной магм. В отношении пород куналейского комплекса по этому вопросу нет единой точки зрения. В. И. Фельдман (1969), на основе изучения Тайдуского массива (Центральное Забайкалье), пришел к выводу, что исходной магмой была магма сиенитово-диоритового состава. Л. А. Козубова (1967) относит все щелочные граниты комплекса к производным гранитного

очага. В. В. Чупров (1970), изучавший Харитоновский массив (Западное Забайкалье), считает, что исходная магма щелочно-гранитоидной вулканоплутонической ассоциации Западного Забайкалья имела базальтовый состав.

Решению этого вопроса поможет привлечение данных по составу эффузивов и субвулканических образований, комагматичных щелочным гранитоидам, а также анализ особенностей химизма породообразующих и акцессорных минералов и особенностей распределения в породах элементов-примесей.

Работами предыдущих исследователей была установлена комагматичность эффузивов цаган-хунтейской свиты и щелочных гранитоидов куналейского комплекса (Скрипкина, 1966). В составе цаган-хунтейской свиты наряду с трахитами и липаритами существенную роль играют основные эффузивы. Вся гамма пород от основных до кислых отмечается и в развитой здесь субвулканической фации куналейского комплекса.

Особенностью состава щелочных гранитоидов куналейского комплекса является высокая общая железистость пород и наличие среди породообразующих минералов наряду с высокожелезистыми маложелезистых разностей. При этом намечается следующая закономерность: минералы ранних стадий формирования породы, сохранившейся в виде реликтов в центральных частях зерен и для которых можно предположить интрателлурическое происхождение, богаты магнием и бедны железом и щелочами. К их числу относятся пироксены, содержащие до 60% диопсидового и до 10% авгитового минала. Общая железистость их в центральной части зерен порядка 25%. По направлению к периферии зерен содержание железистого компонента в них увеличивается и становится сопоставимым с железистостью обрастающего пироксен-амфибола. Составы пироксенов подобного типа из массивов различных структурно-фациальных зон, например Мало-Куналейского (Малханская зона) и массива р. Хурай (Удино-Витимская зона), весьма постоянны (см. гл. III; табл. 18—19). По составу они весьма близки пироксенам из формации щелочно-ультраосновных пород (Добрецов и др., с. 386, анализы 446 и 448). Такая же картина наблюдается и при анализе состава зональных амфиболов (см. гл. III; табл. 23—25). При этом в ряде массивов амфиболы близки к катофориту по составу и особенностям ориентировки оптической индикатрисы.

Наличие в составе темноцветных минералов катоферитов также может служить косвенным признаком связи щелочных гранитоидов с основной магмой, поскольку они встречаются главным образом в более основных щелочных породах, таких как тералиты и шонкиниты, хотя катофориты распространены и в некоторых трахитах (Дир и др., 1965).

Для выяснения генетической принадлежности гранитоидов используется и количество и состав рудных акцессорных минералов. В изученных нами гранитоидах отмечено повышенное содержание титана в титаномagnetитах характерное для гранитоидов базальтоидного происхождения (Штейнберг и др., 1964) и может служить признаком связи щелочных гранитоидов куналейского комплекса с базальтоидной магмой.

Анализ распределения фтора и рубидия в породах куналейского комплекса показывает, что содержание фтора в них ниже кларковых в гранитах и нефелиновых сиенитах и близко к таковому в основных породах. Концентрации рубидия и величины K/Rb отношений также свидетельствуют о связи изученных пород с габброидами.

Подводя итоги, можно сказать, что на основании целого ряда признаков — особенностей состава эффузивов и субвулканических тел, комагматичных щелочным гранитоидам, состава породообразующих и акцессорных минералов и распределения в породах элементов-примесей щелочные гранитоиды куналейского комплекса являются производными базальтоидной магмы.

- Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б.** Титан-железное отношение в породах гетерогенных магм. — «Геохимия», 1964, № 7, с. 641—645.
- Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б., Дорофеева Э. Ф.** О марганец-железном отношении в магматических горных породах. — «Геохимия», 1963, № 11, с. 996—1001.
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А.** Краткий очерк вулканизма Удинско-Хилокского междуречья (Западное Забайкалье). — «Тр. Ин-та геол. наук. Серия геол. (№ 49)», 1951, вып. 128, с. 48—119.
- Арсеньев В. П., Скрипкина В. В.** К петрохимической корреляции некоторых до-мезозойских интрузий Саяно-Байкальской горной области (в пределах Бурятской АССР). — В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 10. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1966, с. 96—104.
- Архангельская В. В., Андреев Г. В., Гинзбург А. И., Портнов А. М.** Некоторые редкометалльные щелочные комплексы Восточной Сибири. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 32. М., «Недра», 1968. 144 с.
- Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б., Хренов П. М., Чернов Ю. А.** Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье). М., Изд-во АН СССР, 1962, 168 с. (Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 8).
- Белов И. М.** Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963, 371 с.
- Белов Н. В.** Кристаллохимия полевых шпатов. — «Мин. сб. Львов. геол. об-ва», 1957, № 7, с. 5—20.
- Белянкин Д. С.** Полевые шпаты. — В кн.: Избранные труды. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 7—66.
- Бетехтин А. Г.** Минералогия М., Госгеолтехиздат, 1950. 956 с.
- Беус А. А., Фабрикова Е. А.** Распределение цезия в гранитах СССР. — «Геохимия», 1961, № 10, с. 875—881.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф.** Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. — В кн.: Полевые шпаты. Т. 1. М., ИЛ, 1952, с. 134—165.
- Булах А. Г.** Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., «Недра», 1964. 132 с.
- Варганова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В.** Гранитонды Восточного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972, 264 с.
- Варганова Н. С., Щербакова З. В.** Характеристика постмагматических процессов в гранитондах Восточного Забайкалья на основе термометрических исследований. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 6. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 164—202.
- Василевский М. М.** Определение удельного веса из микроаналитов. — «Заводская лаборатория», 1960, № 10, с. 1170—1171.
- Вахрушев В. А.** Элементы, примеси акцессорного магнетита, как критерий для генетического расчленения гранитондов Алтае-Саянской области. — «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 3, с. 707—709.
- Виноградов А. П.** Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
- Воскресенская Н. Т., Фельдман В. И.** Поведение рубидия и тантала при процессах автометасоматоза в щелочных гранитондах Тайдунского массива (Центральное Забайкалье). — «Геохимия», 1964, № 2, с. 128—134.
- Герасимовский В. И.** Геохимия и минералогия нефелин-снейптовых интрузий. — «Геохимия», 1956, № 5, с. 61—74.
- Герасимовский В. И., Кахана М. М., Родионова Л. М.** О соотношении ниобия и тантала в агпаитовых породах Ловозерского щелочного массива. — «Геохимия», 1957, № 5, с. 417—419.
- Герасимовский В. И., Кахана М. М., Родионова Л. М., Венкина В. А.** К геохимии ниобия и тантала в Ловозерском щелочном массиве. — «Геохимия», 1959, № 7, с. 646—655.

Гинзбург И. В. Оптические свойства амфиболов и пироксенов — показатели особенностей их кристаллического строения. — В кн.: Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 84—111.

Гинзбург И. В. Диагностика пироксенов и амфиболов по их дебаграмме и ее петрогенетическое значение. — В кн.: физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., «Наука», 1964, с. 248—263. (Тр. 3-го Всесоюзн. петрограф. совещания).

Гинзбург А. И., Портнов А. М. О минеральных ассоциациях щелочных пород. — «Геохимия», 1966, № 4, с. 398—403.

Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. А. — О зависимости между главными замещениями и некоторыми параметрами кристаллической структуры амфиболов. — «Тр. Мин. музея АН СССР», 1961, вып. 12, с. 3—36.

Горюшина В. Г., Романова Е. В. Фотометрическое определение циркония в рудах с арсеназо III. — В кн.: Методы определения и анализа редких элементов. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 5—12.

Гурьянова В. Н., Додин А. Л. Интрузивные комплексы Хамар-Дабана, Джиды и Западного Забайкалья. — В кн.: Матер. к геол. конф., посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геол. управления. Улан-Удэ, 1967, с. 74—79.

Гурьянова В. Н., Додин А. Л. Основные черты интрузивного магматизма Хамар-Дабана и Западного Забайкалья. — В кн.: Вопросы геологии Бурятии. Улан-Удэ, 1971, с. 76—93. (Тр. Отдела геологии, вып. 3 (11)).

Дворкин-Самарский В. А. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1965, 275 с.

Дворкин-Самарский В. А., Козулина И. М. Некоторые черты геохимии и петрографии гранитоидов юга Бурятии. — В кн.: Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1966, с. 29—39 (Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 22).

Демин А. М., Хитаров Д. Н. Геохимия калия, рудиния и талия в приложениях к вопросам петрологии. — «Геохимия», 1958, № 6, с. 570—581.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М., «Мир», 1965. 405 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Группа слюд. — В кн.: Породообразующие минералы. Т. 3. М., «Мир», 1966, с. 9—125.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Группа полевых шпатов. — В кн.: Породообразующие минералы. Т. 4. М., «Мир», 1966а, с. 9—204.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Окислы. — В кн.: Породообразующие минералы. Т. 5. М., «Мир», 1966б, с. 9—105.

Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука». 450 с.

Долгов Ю. А. Термодинамические особенности формирования гранитных пегматитов. Автореф. докт. дис. М., 1968. 64 с.

Дорош В. М. Некоторые данные о выделении малых количеств ниобия и тантала. — «Сб. научных трудов Ирриедмета», 1959, № 8, с. 29—32.

Дорош В. М. Определение малых количеств ниобия в рудах, содержащих титан, вольфрам, молибден, хром. — «Аналитическая химия», 1961, т. XVI, вып. 2, с. 250—252.

Евтюхина И. А., Когарко Л. Н., Малкин В. И., Кунин Л. Л., Рудченко Л. Н. Кислотно-основные свойства некоторых алюмосиликатных расплавов упрощенных аналогов горных пород. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 6, с. 1369—1371.

Жалсабон Д. Ж., Лямина Н. А., Максимова Э. А., Скрипкина В. В., Перинова Э. П., Языр М. М., Кузьмин И. Я. Магматические формации Западного Забайкалья. — В кн.: Матер. к геол. конф., посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геол. управления. Улан-Удэ, 1967, с. 68—74.

Жалсабон Д. Ж., Лямина Н. А., Максимова Э. А., Скрипкина В. В., Перинова Э. П., Языр М. М. Магматические формации Западного Забайкалья. — В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ, 1969, с. 59—69.

Жалсабон Д. Ж., Скрипкина В. В., Максимова Э. А. Мезозойские интрузивные формации юга Бурятии (Западного Забайкалья). — В кн.: Матер. к геол. конф., посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геол. управления. Улан-Удэ, 1967, с. 74—79.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950, 378 с.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М., Госгеолтехиздат, 1960. 155 с.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961. 474 с.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961, 372 с.

Завьялова И. В. Аксессуары минералы гранитоидов Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1969. 24 с.

Злобин Б. И. Парагенезисы темноцветных минералов щелочных пород в связи с новым выражением коэффициента агапитности. — «Геохимия», 1959, № 5, с. 410—422.

Зив Е. Ф. Рутилизация ильменита в гипергенных условиях. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 12, с. 57—68.

Знаменский Е. Б. Относительно средних содержаний ниобия и тантала в гранодиоритах. — В кн.: Земная кора. Т. 2. «Наука», 1964, с. 301—316.

Знаменский Е. Б., Конусова В. В., Кринберг И. А., Пополитов Э. И., Флерова К. В., Цыханский В. Д. Распределение титана, ниобия и тантала в сфенсодержащих гранитоидах. — «Геохимия», 1962, № 9, с. 800—805.

Знаменский Е. Б., Радионова Л. М., Кахана М. М. О распределении ниобия и тантала в гранитах. — «Геохимия», 1957, № 3, с. 222—225.

Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971, 267 с.

Киселев А. И. Мезозойский вулканизм Западного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1965, 21 с.

Киселев А. И., Салтыковский А. Я. Схема мезозойского вулканизма Западно-Забайкальского вулканического пояса. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1967, т. XLII, вып. 6, с. 76—84.

Коваленко В. И., Писарская В. А., Пополитов Э. И. Парагенезисы с рибекит-арфведсонитом и фации щелочных гранитоидов. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 9, с. 32—45.

Когарко Л. Н. Особенности распределения фтора в нефелиновых сенинтах Ловозерского массива. — «Геохимия», 1962, № 4, с. 119—127.

Когарко Л. Н. Магматические равновесия в природных системах повышенной щелочности. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука», 1971, с. 57—71.

Козубова Л. А. О мезозойском интрузивном магматизме в западной части Маханского хребта. — В кн.: Матер. по петрологии гранитоидов Забайкалья. М., Госгеолиздат, 1962, с. 41—48.

Козубова Л. А. Мезозойские интрузии юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны. — В кн.: Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964, с. 92—106.

Козубова Л. А. Интрузивный магматизм юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны раннепалеозойской складчатости (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Л., 1967. 21 с.

Козырева Л. В., Поляков К. И. Кристаллохимические особенности пироксенов Хибинского массива. — В кн.: Минералы Кольского полуострова. М., «Наука», 1966, с. 3—12.

Комаров Ю. В. Схема нижнемезозойского магматизма Западно-Забайкальской подвижной зоны. — «Геол. и геофиз.», 1960, № 11, с. 3—8.

Комаров Ю. В. Формационный ряд магматизма мезозойской орогенной активизации Западного Забайкалья. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 4 (6). Чита, 1969.

Комаров Ю. В. Мезозойский внегосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Автореф. докт. дис. Иркутск, 1970, 40 с.

Комаров Ю. В., Киселев А. И. О возрасте боргойской толщи в Западном Забайкалье. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 152, № 3, с. 693—694.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О природе мезозойской активизации Забайкалья. — В кн.: Тр. второго совещания по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1964, с. 119—139.

Комаров Ю. В., Киселев А. И., Лямина Н. А., Скобло В. М. Средне-юрские эффузивные породы Юго-Западного Забайкалья. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 3. М., «Наука», 1965, с. 295—314.

Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность, как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 21—30.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 179 с.

Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. — В кн.: Академику Д. С. Белянкину к семидесятилетию со дня рождения и сорокапятилетию научной деятельности. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 242—264.

Костюк В. П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск, «Наука», 1974, 246 с.

Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., «Наука», 1970. 310 с.

Кривенко А. П., Гулецкая Э. С. О составе пироксенов габбро-сенинтовой формации на примере плутона Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 180, № 4, с. 958—961.

Кузнецова Ф. В. Нефелиновые сенинты Боргойского хребта. — «Зап. Вост.-Сиб. отд. Всесоюз. мин. об-ва», 1962, вып. 3, с. 119—124.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 386 с.

Куцев Ю. С. О некоторых сторонах парагенетической роли отношений $Fe_2O_3:FeO$ в магматических горных породах. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1964, № 11, с. 63—67.

Ладаева В. М. Нефелиновые сенинты южных районов Бурятии. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 1. Улан-Удэ, 1960, с. 101—106.

Латыш В. Т., Цыбульский В. И. О распределении рубидия в интрузивных породах бассейна р. Брянки (Западное Забайкалье). — В кн.: Матер. по геологии, гидро-

геологии, геофизике и геохимии Украины, Молдавии, Казахстана, Забайкалья. Сб. 4. Изд. Киевского ун-та, 1968, с. 101—104.

Литвин А. Л., Никитина Л. П. Параметры ячейки и некоторые вопросы кристаллохимии роговых обманок из амфиболитовой и гранулитовой фаций. — В кн.: Матер. IV Всесоюз. петрограф. совещания. Баку, Изд-во АН АзССР, 1969, с. 469—470.

Луцицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 2. М., «Наука», 360 с.

Максимова Э. А. Акцессорные минералы и элементы примесей в породах мезозойских гранитоидных формаций Юго-Западного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Улан-Удэ, 1972. 20 с.

Марфунин А. С. Фазовая природа калинатровых полевых шпатов. — «ЗВМО. Вторая серия», 1960, вып. 6, с. 621—623.

Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 3, с. 20—37.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.

Михно Н. П. Мезозойский магматизм в южной части Западного Забайкалья. — В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 7. Улан-Удэ, 1961, с. 55—57.

Михно Н. П. Стратиграфия осадочно-вулканогенных образований мезозоя южной части Западного Забайкалья. — В кн.: Стратиграфия и магматизм Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1964, с. 125—139. (Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 15).

Михно Н. П. Раннемезозойские интрузивные комплексы Юго-Западного Забайкалья. — В кн.: Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые. Улан-Удэ, 1966, с. 47—64. (Тр. БКНИИ СО АН СССР. Серия геол., вып. 22).

Михно Н. П., Соловьев В. А. Мезозойские структурно-формационные комплексы Западного Забайкалья. — «Геол. и геофиз.», 1965, № 4, с. 36—48.

Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 151 с.

Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. М., Физматгиз, 1960. 430 с.

Нечаева Е. А. Щелочные гранитоиды Забайкалья. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2-го петрограф. совещания. М., Госгеолтехиздат, с. 472—475.

Новиков В. А. Геологическое развитие Южной Бурятии в мезозое (Юго-Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972. 26 с.

Овчинников Л. Н. Элементы-примеси, как индикаторы процессов рудообразования, и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. — В кн.: Химия Земной коры. Т. 2. М., «Наука», 1964, с. 215—228.

Островский И. А. Условия минералообразования в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода. М., Изд-во АН СССР, 1956, 200 с. (Тр. Ин-та геол. рудных месторождений, петр., мин. и геохимии АН СССР).

Очиров Ц. О., Турунхаев В. И. К геологии мезозойских вулканогенных образований Юго-Западного Забайкалья. — «Тр. БКНИИ СО АН СССР. Серия геол.», Улан-Удэ, 1964, вып. 15, с. 107—114.

Очиров Ц. О., Булнаев К. Б., Доржиев В. С., Турунхаев В. И., Цырендоржиев Ц. Ц. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1965. 207 с.

Офтедаль Х. Полевые шпаты изверженного комплекса района Осло. — В кн.: Полевые шпаты. Т. 1. М., ИЛ, 1952. 363 с.

Панина Л. И. О генезисе нефелиновых шенитов Боргой. — «Геол. и геофиз.», 1966, № 8, с. 114—115.

Панина Л. И. Минералогическая характеристика некоторых щелочных массивов Прибайкалья. Новосибирск. «Наука», 1972, 127 с.

Перчук Л. Л. Эффект кислотно-основного взаимодействия компонентов в системе эгирин-геденбергит-диопсид. — «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 6, с. 1461—1464.

Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузивов Центрального Туркестано-Алая. М., «Наука», 1964, с. 9—233.

Пинскер З. Г. О неупорядоченных структурах и процессах упорядочения. — «Кристаллография», 1960, т. 5, вып. 4, с. 621—637.

Подольский А. М., Серых В. И., Шульга В. М., Кузьмин В. М., Рыбалтовский Е. В. Распространение ниобия и тантала в интрузивах аляскитовых гранитов Центрального Казахстана. — «Геохимия», 1972, № 6, с. 676—685.

Пономарева А. П. Приконтактные явления магматической стадии в многофазных интрузивах Западного Узбекистана. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970, 29 с.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962, с. 11—1063.

Рашин Г. А. К вопросу об особой роли железа при кристаллизации силикатных расплавов в неравновесных условиях. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1961, № 11, с. 42—49.

Руденко С. А. Морфолого-генетическая классификация пертитовых сростаний. — «ЗВМО. Вторая серия», 1954, ч. 83, вып. 1, с. 23—36.

Сагалуев Д. Д. Щелочные породы Боргойского хребта. — В кн.: Материалы совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1960, с. 150—154.

- Сажина Л. И.** О распространении рудития в гранитоидах СССР. — «Геохимия», 1958, № 6, с. 602—604.
- Сердюченко Д. П.** О химической конструкции и классификация слюд. — «Докл. АН СССР», 1948, т. 59, № 3, с. 545—548.
- Сизы В. И.** Геологическое строение Хилок-Чикойского междуречья. — В кн.: Материалы по геологии Центрального и Западного Забайкалья. Чита, 1971, с. 45—115.
- Смирнов Г. В.** Щелочные породы Енхорского массива. — В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. VII. Улан-Удэ, 1961, с. 94—108.
- Смирнов Г. В.** Петрохимические особенности щелочных пегматитов бассейна нижнего течения р. Джиды. — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Бурятии. Улан-Удэ, 1963, с. 72—82 (Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 12).
- Смит Ф. Г.** Физическая геохимия. М., «Недра», 1968, 439 с.
- Скобло В. М.** Новые данные о биостратиграфической характеристике удинской свиты. — В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. X. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1966, с. 66—75.
- Скобло В. М., Лямина Н. А.** Новые данные к решению вопроса о возрасте и стратиграфическом положении петропавловской свиты. — В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. VIII. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1962, с. 3—10.
- Скобло В. М., Лямина Н. А.** Биостратиграфия юрско-меловых терригенных и вулканогенно-осадочных образований Западного Забайкалья. — В кн.: Тр. 2-го совещания по металлогении и использованию минеральных ресурсов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1964, с. 171—181.
- Скрипников О. Г.** Некоторые данные об абсолютном возрасте щелочных пород Енхорского массива. — В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. IX. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1965, с. 132—135.
- Скрипкина В. В.** Щелочная вулканоплутоническая ассоциация пород нижнего течения р. Хилка (Западное Забайкалье). — В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. X. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1966, с. 15—25.
- Соболев В. С.** Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1949. 321 с.
- Соболев В. С.** Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. — «Мин. сб. Львов. геол. об-ва», 1950, № 4, с. 3—19.
- Соболев В. С.** Федоровский метод. М., Гостехиздат, 1954. 257 с.
- Соболев В. С., Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л., Хлестов В. В.** Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 4, с. 24—35.
- Соловьев А. Т., Чупров В. В., Мойжес И. Б.** Геохимические особенности поведения фтора в щелочных породах Забайкалья. — «Геохимия», 1967, № 3, с. 321—329.
- Ставров О. Д.** Рудитий—индикатор процесса дифференциации гранитных магм. — «Сов. геол.», 1966, № 6, с. 101—112.
- Столярова И. А., Смирнова И. Б.** Метод фотоколориметрического определения фтора. — Информ. сб. Всес. н.-и. геол. ин-та. Л., 1959, вып. 37, с. 37—46.
- Таттл О. Ф.** Оптические исследования щелочных полевых шпатов. — В кн.: Полевые шпаты. Т. 2. М., ИЛ, 1956, с. 342—358.
- Трегер В. Е.** Оптическое определение породообразующих минералов. М., «Недра», 1968. 197 с.
- Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В.** Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР. 203 с.
- Турунхаев В. И.** Мезозойские вулканические ассоциации Западного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1971, 25 с.
- Урбах В. Ю.** Биометрические методы. М., «Наука», 1964, 415 с.
- Ушакова Е. Н.** Биотиты метаморфических пород. М., «Наука», 1971. 344 с.
- Фельдман В. И.** Условия образования щелочных гранитоидов Тайдутского массива (Центральное Забайкалье). — «Бюлл. МОИП», 1964, вып. 4, 160—161.
- Фельдман В. И.** Последовательность и условия кристаллизации породообразующих минералов щелочных гранитоидов Тайдутского массива. — «Изв. высш. учеб. зав. Геол. и разв.», 1969, № 12, с. 45—53.
- Ферсман А. Е.** Избранные труды. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 850 с.
- Фоминных В. Г., Свяжин Н. В.** О составе акцессорного титаномагнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 155, № 5, с. 1088—1090.
- Хитаров Н. И.** Вопросы петрогенезиса в свете экспериментальных данных. — «Геохимия», № 6, 1958, с. 524—534.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. 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., «Наука», 1966, с. 277—316.
- Цибульский В. И.** Акцессорная минерализация и геохимические особенности интрузивных комплексов западной части Уда-Хилокского междуречья (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Киев, 1967. 24 с.

Чернов Ю. Г. К истории геологического развития Удино-Витимского района в нижнем палеозое (Западное Забайкалье).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, с. 43—57.

Чумаков А. А. О происхождении щелочных гранитов Кейв.— В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 308—369.

Чурпов В. В. Петрология и геохимия Харитоновского щелочного массива (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Ленинград, 1970. 22 с.

Чурпов В. В. Акцессорные минералы в породах Харитоновского массива (Западное Забайкалье).— «ЗВМО», 1972, вып. 4, с. 430—437.

Шейнман Ю. М. Возможные связи магмы со строением внешних оболочек Земли.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. 1964, с. 63—75.

Шейнман Ю. М. Заметки о развитии магмы.— «Сов. геол.», 1969, № 1, с. 104—108.

Шейнман Ю. М. К проблеме генерации магм.— «Сов. геол.», 1969, № 2, с. 10—26.

Шейнман Ю. М. Об условиях образования магм.— «Физика Земли». 1970, № 5, с. 31—50.

Шейнман Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 12-13. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 63—74.

Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Фоминых В. Г. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала.— «ЗВМО», 1964, ч. 93, вып. 5, с. 591—605.

Щербина В. В. Кислотность магматического расплава в свете теории безводородных кислот.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 28—32.

Щербина В. В. Геохимия силикатных расплавов.— «ЗВМО», 1964, ч. 93, вып. 1, с. 537—544.

Щербина В. В. Зависимость изоморфных замещений от давления.— «Геохимия», 1965, № 5, с. 544—550.

Щукин С. И. О возможности применения коэффициента окисления железа для классификации вулканогенных пород.— «Геохимия», 1963, № 8, с. 759—763.

Эрнст В. Г. Щелочные амфиболы.— В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., ИЛ, 1963, с. 498—507.

Engel A. E., Engel C. G. Progressive metamorphism and granitization of the Major paragneiss, nord-west Adirondack Mountains.— "Bull. Geol. Soc. Am.", 1960, 71, 1, p. 1—58.

Ernst W. G. Synthesis, stability relation and occurrence of riebeckite — arfvedsonite solid solutions.— "J. Geol.", 1962, v. 70, № 689—736.

Goranson R. W. Silicate water systems: Phase equilibria in the $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ systems at high temperatures and pressures.— "Am. J. Sci.", ser. 5, 35A, p. 71—91.

Heinrich E. W., Levinson A. A., Levendovski D. W., Hewitt C. H. Studies in the natural history of micas. University of Michigan Engineering Research Inst. Project M, final report, 1953, p. 978—988.

Mijashiro A. The chemistry, optic and genesis of the alkali amphiboles.— "J. Fac. Sci. Univ. Tokyo Sec.", 1957, II, 11, 57 p.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.— "Geol. Soc. Amer. Mem.", 1958, 74, 153 p.

Yagi K. Petrochemical studies on the alkalic rocks of the Morotu districts Sachalin.— "Bull. Geol. Soc. Am.", 1953, 64, № 7, p. 769—810.

Введение	5
Глава I. Краткий очерк геологического строения района распространения щелочных гранитоидов — Н. С. Вартанова	7
Глава II. Геолого-петрографический очерк мезозойских щелочных гранитоидов — Н. С. Вартанова	11
Малханская структурно-фацциальная зона — Н. С. Вартанова	15
Джида-Хилокская структурно-фацциальная зона — И. В. Завьялова	35
Удино-Витимская структурно-фацциальная зона — Н. С. Вартанова	49
Глава III. Породообразующие и акцессорные минералы щелочных гранитоидов куналейского комплекса	67
Калинатровые полевые шпаты — З. В. Щербакова	67
Пироксены — Н. С. Вартанова	81
Амфиболы — Н. С. Вартанова	89
Биотиты — Н. С. Вартанова	108
Рудные акцессорные минералы — И. В. Завьялова, Н. С. Вартанова	116
Глава IV. Петрохимические особенности массивов куналейского комплекса — Н. С. Вартанова	125
Глава V. Элементы-примеси щелочных гранитоидов куналейского комплекса — Н. С. Вартанова	150
Глава VI. Соображения об условиях формирования мезозойских щелочных гранитоидов Западного Забайкалья — Н. С. Вартанова, И. В. Завьялова, З. В. Щербакова	162
Литература	170

CONTENTS

Introduction	5
Chapter I Brief geologic sketch of alkaline granitoids spearing. N. S. Vartanova	7
Chapter II Geologic-petrographic description of mezozoic alkaline granitoids — N. S. Vartanova	11
Malkhan structure-facies zone — N. S. Vartanova	15
Gida-Hillok structure-facies zone — I. V. Zavjalova	35
Udino — Vitim structure-facies zone — N. S. Vartanova	35
Ore accessory minerals — I. V. Zavjalova, N. S. Vartanova	49
Chapter III Rock forming and accessori minerals of alkaline granitoids Kunalay complex	67
Soda potash feldspar — Z. V. Shcherbacova	67
Pyroxene — N. S. Vartanova	81
Amphboles — N. S. Vartanova	89
Biotites — N. S. Vartanova	108
Ore accessory minerals — I. V. Zavjalova, N. S. Vartanova	116
Chapter IV Petrochemical peculiarities of massives Kunalay complex — N. S. Vartanova	125
Chapter V Elements admixtures of alkaline granitoids Kunalay complex — N. S. Vartanova	150
Chapter VI Suggestions on the forming conditions of mezozoic alkaline granitoids of West Trans Baikal — N. S. Vartanova, I. V. Zavjalova, Z. V. Shcherbacova	162
Literatura	170

Нина Саркисовна Вартанова
Ирина Владимировна Завьялова
Зинаида Владимировна Щербакова

МЕЗОЗОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

Ответственный редактор Георгий Владимирович Пинус

Редактор Е. Ф. Иванова
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник Н. А. Пискунов
Технический редактор Ф. Ф. Орлова
Корректоры А. А. Надточий, О. В. Мозалевская

Сано в набор 24 апреля 1975 г. Подписано к печати 17 декабря 1975 г. МН 12319. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага типографская № 2. 11 печ. л., 13,4 усл.-печ. л. 13,4 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 522.
Цена 1р. 54 к.

Издательство «Наука». Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
11 98	7 сверху Примечание к табл. 25	стал называть куналейским $K_{ок} = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$	стал называться куналейским $K_{ок} = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$

В кн.: Н. С. Вартанова, И. В. Завьялова, З. В. Щербакова. Мезозойские щелочные гранитоиды Западного Забайкалья