

Э. А ДМИТРИЕВ



КАЙНОЗОЙСКИЕ
КАЛИЕВЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ
ВОСТОЧНОГО ПАМИРА

ДУШАНБЕ—1976

АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Э. А. ДМИТРИЕВ

552.331

КАЙНОЗОЙСКИЕ КАЛИЕВЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ
ВОСТОЧНОГО ПАМИРА

1905

Под редакцией академика АН
Таджикской ССР Р.Б.БАРАТОВА

Издательство "Дониш"
Душанбе - 1976



УДК 552,331 (235,211)

В книге рассматриваются вопросы геологии, петрографии и минералогии наиболее молодых интрузивных образований Памира. Приводится их петрохимическая и геохимическая характеристика. Устанавливается, что часть тел калиевых щелочных пород представляет собой трубки взрыва. На основании изучения ксенолитов в них дается разрез земной коры и состав верхней мантии на Памире. Делается вывод о подкоровом происхождении щелочного расплава и предлагается модель развития системы промежуточных магматических очагов, давших всё разнообразие пород комплекса.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов и геофизиков.

Д $\frac{20805-035}{М 502 - 76}$ 21 - 76

С Издательство "Дониш", 1976 г.

ВВЕДЕНИЕ

Щелочные породы ввиду своей редкости, оригинальности состава и приуроченности к ним разнообразного оруденения всегда привлекали внимание исследователей. Они слагают, по подсчетам С.П.Соловьева (1952), всего 0,4% всех выходов глубинных магматических образований. Причем отчетливо среди щелочных пород выделяются две ветви — калиевая и натровая. Калиевые щелочные породы встречаются реже натровых и образуют обычно более мелкие массивы. Проявление калиевого щелочного магматизма тесно связано с процессами, протекающими в верхней мантии, вот почему изучение калиевых щелочных пород дает нам ценный фактический материал о строении глубинных частей Земли.

Несмотря на широкий размах геологических исследований на Памире, калиевые щелочные породы были обнаружены лишь в последние годы, хотя гранитоиды повышенной щелочности отмечались и ранее. Так, Н.К.Морозенко еще в 1940 г. установил альбитовые сиениты в составе язгулемского гранитоидного комплекса, а М.Х.Хамидов (1958) описал небольшие тела сиенитов в Ванчском гранитоидном массиве. В обоих случаях щелочные породы генетически связаны с нормальными известково-щелочными гранитоидами и являются их фашией. Отсутствие типичных щелочных пород, связанных с завершающими этапами киммерийско-альпийского магматического цикла, позволило В.А.Николаеву (1938) сделать вывод о незавершенности этого цикла на Памире в отличие от Тянь-Шаня.

Обнаружение калиевых щелочных пород на Памире, являющихся наиболее молодыми магматическими образованиями области, связанными со щелочно-основной магмой, пока-

зало, что мезо-кайнозойский магматический цикл Памира также следует считать полностью завершенным. Образование калиевых щелочных пород свидетельствует о том, что в геотектоническом отношении район перешел в стадию молодой платформы с характерным для нее калиевым щелочным магматизмом, свойственным этапу автономной активизации области.

Впервые калиевые щелочные породы на Памире были обнаружены А.М.Месхи и А.И.Проскурко в 1956 г. Ими в верховьях р. Дун-Кельдык были встречены щелочные пироксеновые сиениты и сиенит-порфиры. В 1958 г. в нижнем течении р. Дун-Кельдык С.М.Алтуховым были обнаружены дайки псевдо- и эпидейцитовых пород, описанные А.И.Проскурко (1960).

В том же 1958 г. геологами партии ВСЕГЕИ под научным руководством Н.К.Морозенко в верховьях р. Дун-Кельдык были закартированы сиениты, сиенит-порфиры, зоны флюоритизации и брекчирования. Псевдолейцитовые породы в составе массива установлены не были, поэтому сиениты верховьев р. Дун-Кельдык параллелизовались с кварцевыми сиенитами и граносиенитами рек Зор-Чичендыр и Агаджан-Джилга.

В 1959 г. в интересующем нас районе производили работы Кара-Джилгинская поисково-ревизионная и Металлогеническая партии Управления геологии Таджикской ССР. При обработке шлифов этих партий автор данной работы установил широкое развитие в Верхнедункельдыкском массиве псевдолейцитовых пород, на основании чего был сделан вывод о значительном отличии указанных пород от кварцевых сиенитов по р. Агаджан-Джилга. С этого времени автор в течение многих лет занимался изучением названных образований. Результаты исследований излагаются в настоящей работе.

Калиевые щелочные породы Восточного Памира являются исключительно благодатным объектом изучения, поскольку они находятся в районе с прекрасной обнаженностью.

Это дает возможность делать достаточно надежные выводы о геологическом строении тел, последовательности образования пород, контактовых изменениях и т.д.

В задачу исследований автора входило:

выяснение распространенности калиевых щелочных пород на площади Восточного Памира;

установление приуроченности массивов данных пород к определенным тектоническим структурам и выяснение положения щелочного магматизма в общем ходе геологического развития Памира;

изучение петрографического состава калиевых щелочных пород;

определение последовательности образования калиевых щелочных пород и установление внутреннего строения массивов;

изучение петрохимических и геохимических особенностей щелочных пород;

выяснение потенциальной рудоносности комплекса калиевых щелочных пород;

установление хода дифференциации щелочной магмы и выяснение состава исходного родоначального расплава и глубины зарождения очага;

определение формационного типа комплекса калиевых щелочных пород Восточного Памира.

При изучении калиевых щелочных пород Восточного Памира автором было просмотрено около 800 прозрачных шлифов, получено 89 силикатных анализов пород и 18 анализов различных минералов. Использовано также 11 определений абсолютного возраста $K-Ar$ методом.

Химические анализы пород и минералов выполнены в основном в химической лаборатории Института геологии АН Таджикской ССР аналитиками Н.И.Талалуевой и З.А.Шахалиевой; часть химических анализов и количественные определения Li, Rb, Cs, Th, B - в Центральной химической лаборатории Управления геологии Таджикской ССР. Определения абсолютного возраста пород проводились в МГУ и лаборатории абсолютного возраста Института геологии АН Таджикской ССР.

В процессе работы и при написании настоящей монографии большую помощь автору оказали Е.Д.Андреева, М.И.Власова, О.А.Воробьева, Н.Л.Добрецов, А.П.Жидков, В.А.Заварицкий, В.П.Костюк, С.М.Кравченко, Н.К.Морозенко, М.И.Розин, Л.Н.Россовский, Е.В.Свешникова, В.С.Соболев, С.П.Соловьев. Всем им автор выражает глубокую признательность. Особо хочется поблагодарить геологов Памирской экспедиции Управления геологии СМ Таджикской ССР, чья дружеская поддержка и помощь способствовали выполнению данной работы, а также Г.А.Нелобину, подготовившую иллюстративный материал монографии.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО ПАМИРА И ПОЛОЖЕНИЕ КАЛИЕВОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Памир в тектоническом отношении представляет собой гетерогенную область, в пределах которой выделяются две складчатые системы: Куэнь-Луньская на севере (Северный Памир) и Каракорумская на юге (Южный Памир).

Северный Памир является частью палеозойской геосинклинали. Здесь широко развиты палеозойские геосинклинальные отложения, дислоцированные герцинской складчатостью и прорванные гранитоидами герцинского магматического цикла.

Южный Памир относится к мезо-кайнозойской геосинклинали. В его пределах выделяются зоны Центрального, Юго-Восточного и Юго-Западного Памира (Бархатов, 1963). Все зоны Памира имеют близкое к широтному дугообразное простирание и выпуклость к северу. Геологическое строение этих зон различно. Различия наблюдаются как в стратиграфии, так и в тектонике и магматизме. Каждая зона имеет свой разрез, свое время проявления завершающей складчатости и набор магматических комплексов.

Зона Центрального Памира характеризуется большой мощностью разреза от кембрия до палеогена без значительных перерывов в осадконакоплении. Фанерозойские образования залегают на метаморфическом докембрийском основании с угловым несогласием (Кухтиков, 1968). Главная фаза складчатости проявилась в Центральном Памире между нижним и верхним мелом, небольшие перерывы и слабые угловые несогласия отмечаются также в верхнем карбоне, между верхней пермью и нижним триасом и в верх-

нем триасе. В конце верхнего мела, в палеогене и неогене накопление осадков в зоне Центрального Памира, сопровождаемое часто эффузивной деятельностью, проходило в узких прогибах, ограниченных разломами. На остальной площади существовали геоантиклинальные условия (Дронов, 1963).

Большие разногласия существуют в оценке положения в структуре зоны Центрального Памира блока, сложенного музкольским метаморфическим комплексом. Имеются две точки зрения на его тектоническую природу. Согласно одной (Бархатов, 1963; Кухтиков, 1968) — это выход докембрийских метаморфических толщ и его надо рассматривать как срединный массив. Согласно другой точке зрения (Дюфур, 1968; Левен, 1969; Руженцев, 1968) — это сильно метаморфизованные палеозойские и мезозойские отложения.

По представлениям автора (Дмитриев и др., 1972), музкольский метаморфический комплекс является полициклическим. В ядре его находятся древние, вероятно докембрийские, образования, которые были повторно метаморфизованы в альпийское время. При этом метаморфизм захватил породы палеозойского и мезозойского обрамления, в связи с чем граница между докембрийскими и более молодыми образованиями оказалась затушеванной.

Для зоны Юго-Восточного Памира характерны отсутствие отложений древнее карбона (хотя в последнее время В.И. Дронов отнес некоторые метаморфические толщи предположительно к докембрию), наличие углового несогласия между триасом и юрой и полная инверсия, а также складчатость в конце юры — раннем мелу. Своеобразна северная часть зоны Юго-Восточного Памира, выделяемая В.И. Дроновым (1963) в Рушанско-Пшартскую подзону. Здесь широко распространены породы перми и триаса, характеризующиеся значительным метаморфизмом и развитием вулканогенных образований.

Зона Юго-Западного Памира, по мнению большинства исследователей, сложена древними докембрийскими сильно метаморфизованными породами и является срединным массивом в складчатой системе Кара-Корума. Однако, по мнению других исследователей, не исключен палеозойский воз-

раст некоторых свит кристаллической серии Юго-Западного Памира. Данное заключение основано на наблюдении сравнительно простых складчатых структур в пределах зоны, об этом же свидетельствует молодой (по данным К-Аг метода) возраст интрузивных пород.

Магматизм указанных зон также различен и несопоставим по возрасту, хотя набор магматических формаций довольно близок.

В зоне Центрального Памира магматические образования широко развиты в западной и восточной части, в центре же они имеют ничтожное проявление. В западной части зоны, по М.Х.Хамидову (1956) и В.И.Буданову (1961), первые признаки магматизма в виде горизонтов основных эффузивов известны в породах ванч-язгулемского метаморфического комплекса предположительно докембрийского возраста. Незначительные проявления вулканизма отмечаются также в силуре и девоне, но в общем до перми были условия, близкие к платформенным, почти без проявлений магматизма.

С ранней перми начинается период развития мезо-кайнозойской парагеосинклинали. С этого момента и вплоть до поздне мелового времени происходило осадконакопление и прогибание района. Эффузивная деятельность отмечается лишь в участках, приуроченных к краевым разломам. Здесь в юрское и меловое время изливались преимущественно основные эффузивы. Перед отложением пород верхнего мела произошла складчатость, не сопровождавшаяся, однако, интрузивным магматизмом, который проявился несколько позже — в верхнем мелу и палеогене.

Интрузивные образования западной части зоны Центрального Памира В.И.Буданов (1961), вслед за М.Х.Хамидовым (1956), подразделяет на пять последовательно внедрившихся фаз, образующих единый мел-палеогеновый интрузивный комплекс. В первую фазу сформировались габбро и габбро-диориты, образующие трещинные тела на северном склоне Язгулемского хребта и наблюдающиеся в виде ксенолитов в породах следующей фазы. Во вторую фазу внедрились разнообразные диориты, слагающие большую часть Гумасского и Кумачдаринского массивов и встречающиеся в Ванчском и Джамакском мас-

сивах. В третью фазу произошло образование крупных масс гранитов и гранодиоритов, в четвертую фазу сформировались биотитовые мелко- и среднезернистые граниты, особенно широко развитые в верховьях рек Язгулем и Ванч. В последнюю фазу образовались преимущественно жильные тела лейкократовых, двуслюдяных альбитовых гранитов.

Отнесение всех интрузивных пород западной части зоны Центрального Памира к единому мел-палеогеновому комплексу произведено на основании прорывания породами второй фазы нижнемеловых красноцветов (Кумачдаринский массив), с учетом того факта, что все диориты образовались одновременно. Однако, как теперь установлено, диориты Сохчарвского массива прорывают вулканогенную толщу р. Бартанг, которая, согласно представлениям В.И.Дронова (1963), имеет палеогеновый возраст. Отсюда возраст части диоритов следует считать по крайней мере верхнепалеогеновым.

Цифры абсолютного возраста в основном не противоречат геологическим фактам. Так, для диоритов Ванчского и Гумасского интрузивов получены значения 43-49 млн. лет, для гранитоидов третьей фазы - 29-50 млн. лет (Халилов, 1969). Однако имеются единичные определения абсолютного возраста, давшие для диоритов Джамакского массива 120 млн. лет и для диоритов Ванчского массива 72 млн. лет (Буданов и др., 1963), что пока трудно объяснить. Вполне возможно, что часть диоритов образовалась раньше, в мелу или юре. Такое, более древнее, время образования можно предположить для трещинных тел габбро и диоритов северного склона Язгулемского хребта.

Таким образом, развитие альпийского цикла магматизма в западной части зоны Центрального Памира началось с формирования в палеогене мощной толщи вулканогенных пород по р. Бартанг, затем внедрились гранитоиды сначала основного, а затем более кислого состава. Здесь возможны и более древние интрузивные породы.

В восточной части зоны Центрального Памира по представлениям автсра, основанным на геолого-петрографических данных, полученных в последние годы (Володин, Дмитриев, Минаев, 1973), проявились два тектоно-магматических цикла: домезозойский, вероятно протерозойский и мезо-кайнозой-

ский. Общая схема магматизма данного района отображена в табл. 1.

Наиболее древними глубинными магматическими образованиями в восточной части зоны Центрального Памира являются гнейсограниты, пегматиты и ортотектиты зорбурулюкского комплекса, развитые среди древнего ядра метаморфического блока. Они образуют пластообразные тела, сматые согласно с метаморфическими толщами. Возраст зорбурулюкского комплекса условно принимается протерозойским.

Здесь же отмечаются многочисленные, но мелкие тела габброидов, превращаемые часто в амфиболиты с последующим наложением на щелочной метасоматоз. Взаимоотношения габброидов с гнейсогранитами отсутствуют. По мнению Х.С.Таджидинова и др. (1972), габброиды генетически связаны с вулканогенными породами докембрийского основания и должны рассматриваться как наиболее ранние интрузивные образования докембрийского магматического цикла. Нами ранее они относились к послетриасовым образованиям на основании прорывания в верховьях р. Чечекты верхнетриасовых отложений. Как оказалось при последующих исследованиях габброидные породы относятся к двум или даже трем разновозрастным группам, одна из которых имеет докембрийский возраст, другая внедрилась в начале киммерийско-альпийского магматического цикла и, наконец, третья имеет палеогеновый или даже неогеновый возраст и связана с этапом активизации области.

Мезо-кайнозойский цикл интрузивного магматизма начался с внедрения основных пород, образовавших мелкие массивы. Затем произошло образование диоритов и кварцевых диоритов пангазджилгинского комплекса. Диориты и кварцевые диориты прорываются породами тузакчинского комплекса, формирование которого произошло в три фазы: сначала образовались кварцевые сиениты, затем граносиениты и граниты и, наконец, биотитовые граниты. Далее произошло образование крупных массивов лейкократовых гранитов и адамеллитов шатпутского комплекса, развитых в пределах распространения музкольского метаморфических толщ. Завершением гранитоидного магматизма явилось внедрение небольших массивов лейкократовых порфиридных гранитов и гранит-порфиров бердышского комплекса.

СХЕМА РАЗВИТИЯ ГЛУБИННОГО МАГМАТИЗМА

Тектоно-магматические шклы	Комплекс	Массив	Породы фаз
Стадия автономной активизации	Дункельдыкский	Северный дайковый пояс, Южный дайковый пояс, трубки взрыва, Верхнедункельдыкский массив	Фергуситы, бороланиты, псевдолейцитовые сиениты, щелочные сиениты, граносиенит-порфиры
	Бердышский	Бердышский, Кошбельский	Граниты и гранит-порфиры
	Шатпутский	Бельальминский, Нагаракумский, Кульминский	Лейкократовые граниты
	Тузақчинский	Чичендырский, Акджилгинский, Тузақчинский	Кварцевые сиениты, граносиениты, граниты
	Сассыксуйский	Сассыксуйский, Кызылджилгинский	Шонкиниты, сиениты, сиенодиориты
	Пангазджилгинский	Пангазджилгинский, Караджилгинский	Кварцевые диориты
	Зорбурулюкский	Зорбулюкский, Бельальминский	Гнейсограниты
	Кукуртский	Сарыджилгинская, Чечектинская и Кукуртская группы массивов	Пироксениты, оливковые габбро, диориты, плагио-граниты

Климат: июско-альпийский
Декабрьский

Таблица 1

В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Жильно-магматические производные	Контактные изменения	Аутометасоматические и наложенные процессы
Сиенит-порфиры, тингуаиты, сельсбергиты	Фениты	Гранатизация, альбитизация, эгиринизация, карбонатизация, флюоритизация
Аплиты, гранит-порфиры	Роговики	Флюоритизация
Пегматиты, аплиты	Магматиты, скарны	Альбитизация
Аплиты, пегматиты, сиенит-порфиры	Известковые скарны, роговики	-
Пегматиты, сиенит-порфиры, шонкинит-порфиры	Роговики, скарны	-
Микродиориты	Роговики, приконтактные гнейсы	Биотизация, калишпатизация
Пегматиты	Мигматиты	Окварцевание, альбитизация
Диабазовые порфириты	Известковые скарны	Нефелинизация, флогопитизация, скаполлитизация

Мезо-кайнозойский тектоно-магматический цикл сопровождался развитием метаморфических и метасоматических процессов, достигших максимума в период формирования гранитоидов шатпутского комплекса, являющихся палеогеновыми образованиями. Метасоматические процессы, наложенные на массивы основных пород кукуртского и чечектинского комплексов, вызвали их нефелинизацию и образование различных щелочно-металльных метасоматитов.

Все магматические, метаморфические и метасоматические породы зоны Центрального Памира пересекаются калиевыми щелочными породами, являющимися отражением этапа автономной активизации области.

Развитие магматизма в зоне Юго-Восточного Памира, по А.М.Месхи (1964), происходило в три этапа: пермско-нижнеюрский, юрско-меловой и неогеновый.

Пермско-нижнеюрский магматический этап, связанный с геосинклинальным периодом развития области, включает эффузивные формации перми и триаса, а также интрузии габбро и диоритов, наблюдающиеся только в пермо-триасовых отложениях. Вулканогенные образования данного этапа подразделяются на ряд формаций: нижнепермскую альбит-кератофировую, верхнепермскую спилит-порфиритовую и триасовую спилит-порфиритовую. Интрузивные же тела представлены многочисленными sillами, трещинными массивами и небольшими штоками диабазов, габбро, диоритов и пироксенитов, которые следует относить к габбро-диабазовой формации (Кузнецов, 1964).

Юрско-меловой магматический этап начинается с излиятий магмы основного состава, давшей эффузивы, наблюдающиеся в основании юрского разреза в районе пос. Кызыл-Рабат. Затем внедрились гранитоиды, которые подразделяются на четыре комплекса: джизевско-хиджисский гнейсо-гранитовый, аличурский гранитоидов пестрого состава, башгумбезский кислых гранитоидов и памирско-шугнанский ультракислых гранитов.

Неогеновый этап магматизма представлен мелкими телами калиевых и щелочных пород.

В этой схеме неогеновый этап магматизма рассматривается как часть магматических образований зоны Юго-Восточного Памира, что едва ли верно. Автору кажется, что комплекс калиевых щелочных пород нужно совершенно отделить от магматических формаций как зоны Юго-Восточного Памира, так и Центрального Памира, так как калиевый щелочной магматизм проявился в то время, когда вся область перешла в качественно иное состояние — стадию молодой платформы, на которую наложился этап тектонической активизации. При этом различия между тектоническими зонами исчезли, а очаги кислой магмы, находившиеся в земной коре, закончили свое существование. Проявление калиевого щелочного магматизма обусловлено глубокими расколами жесткой земной коры, проникающими в подкоровые горизонты Земли, где в обстановке малой тектонической активности возникли очаги щелочно-основной магмы. Вот почему калиевые щелочные породы, в отличие от остальных магматических образований этой области, развитых только в пределах одной тектонической зоны, распространены в зоне Центрального и Юго-Восточного Памира.

В зоне Юго-Западного Памира, сложенной в основном кристаллическими докембрийскими образованиями, глубинный магматизм также следует относить по крайней мере к двум тектоно-магматическим циклам: докембрийскому и киммерийско-альпийскому. В докембрийский цикл произошло образование амфиболитов, анатектических гранитов, чарнокитов и гипербазитов, наблюдаемых в виде мелких многочисленных тел в древних метаморфических породах. К киммерийско-альпийскому циклу относятся гранитоиды аличурского, башгумбезского и памирско-шугнанского комплекса, образующие крупные тела и батолитические массы.

Рассматривая общий ход процесса магматизма в Южном Памире, можно отметить следующие его особенности.

В областях выходов древних метаморфических толщ наблюдается проявление двух тектономагматических циклов: древнего, вероятно докембрийского, сформировавшего кристаллический комплекс основания и молодого киммерийско-альпийского, в результате которого произошел повторный метаморфизм и

образование реоморфических и палингенных магматических очагов в пределах ранее метаморфизованных блоков. Эти циклы разделены периодом относительно спокойного развития, близкого к платформенному. В зонах мезо-кайнозойского осадконакопления мы, естественно, видим лишь проявление последнего магматического цикла. Развитие мезокайнозойского магматизма зоны Центрального Памира несколько отставало от такового зоны Юго-Восточного Памира во времени, при этом магматические образования Центрального Памира в киммерийско-альпийский цикл имели тенденцию к появлению пород с повышенной щелочностью. Калиевый щелочной магматизм неогенового возраста не является принадлежностью какой-либо одной тектонической зоны. Он развит и в зоне Центрального, и в зоне Юго-Восточного Памира, что обусловлено автономной активизацией всей области Южного Памира.

Взаимоотношения калиевых щелочных пород с другими магматическими образованиями наблюдались многократно и вполне определены. Повсеместно калиевые щелочные породы оказываются наиболее молодыми. Они пересекают гранитоиды башгумбезского юрско-мелового комплекса в зоне Юго-Восточного Памира и гранитоиды тузакчинского, шатпутского и бердышского комплексов мел-палеогенового возраста в зоне Центрального Памира. Кроме того, дайки калиевых щелочных пород пересекают разломы в гранитах мел-палеогенового возраста, а также разломы, по которым отложения юры контактируют с палеогеновыми отложениями. Хотя непосредственного прорывания палеогеновых осадков не наблюдалось, можно с достаточной уверенностью говорить о послепалеогеновом времени внедрения калиевых щелочных пород.

Результаты радиологических определений возраста различных калиевых щелочных пород также подтверждают этот вывод. Шесть определений по валовым пробам и одно по калиевому полевому шпату калий-аргоновым методом было произведено в лаборатории абсолютного возраста кафедры геохимии МГУ, масс-спектральный анализ аргона выполнен в ГЕОХИ АН СССР (Дмитриев и др., 1964). Кроме того, были

Результаты
определения возраста калиевых щелочных пород
Сырокольского хребта *K-Ar* методом

№ п.п.	№ пробы	Место взятия	Порода	Характер пробы	K,%	Ar ⁴⁰ рад. нг/г	Возраст, млн.лет
1.	204-а	Оз.Дун-Кельдык	Псевдолейцитовый тингуаит	Валовая	6,97	7,70	16
2.	319-а	Верх.р.Дун-Кельдык	Сиенит-порфир	Калишпат	9,96	9,72	14
3.	319	То же	"	Валовая	8,63	8,85	15
4.	346	"	"	"	8,47	9,81	17
5.	374	"	Граносиенит-порфир	"	6,80	9,95	21
6.	471	"	Щелочной сиенит	"	7,14	38,33	77
7.	83-а	Сред.течение р.Агаджан-Джилга	Сиенит-порфир	"	5,30	20,06	51
8.	27	То же	"	Санидин	10,38	10,00	14
9.	27-а	"	Фергусит-порфир	Лейцит	16,60	26,01	23
10.	27-а	"	"	Пироксен	0,57	1,03	26
11.	27-а	"	"	Валовая	7,37	14,81	20

Примечание. Пробы № 1-6 выполнены в МГУ и ГЕОХИ, № 7-11 - в лаборатории абсолютного возраста Института геологии АН Таджикской ССР. При расчете возраста использованы константы: $\lambda_K = 5,57 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_B = 4,75 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$. Точность аналитических данных $\pm 5\%$.



проведены определения возраста пород также калий-аргоновым методом по лейциту, санидину и пироксену в лаборатории абсолютного возраста Института геологии АН Таджикской ССР. Результаты этих анализов приведены в табл. 2.

Большинство определений дали близкие результаты в интервале от 14 до 26 млн. лет, что соответствует неогену. Лишь две пробы дают цифры, не согласующиеся с геологическими данными. Порода пробы 374 представляет собой альбитизированный граносиенит-порфир. Возможно, альбитизация послужила причиной удрежнения возраста породы до 77 млн. лет. Причины удрежнения возраста пробы 83-а неясны, так как порода достаточно свежая.

Определение возраста пород по лейциту, санидину и валовой пробе дало хорошо сходимые результаты, что показывает пригодность использования лейцита и санидина для радиологических измерений. Вместе с тем пироксен несколько удрежняет возраст измеряемых объектов (Дмитриев, Агеева, 1969).

Таким образом, как геологические данные, так и большинство определений абсолютного возраста свидетельствуют о молодом, неогеновом возрасте калиевых щелочных пород Памира.

Глава II

ГЕОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В настоящей главе рассмотрим положение калиевых щелочных пород в пространстве, т.е. приуроченность их к определенным тектоническим структурам, а также внутреннее строение массивов и возрастные взаимоотношения слагающих их пород.

1. Пространственное размещение и структурный контроль массивов калиевых щелочных пород

Выходы калиевых щелочных пород на территории Памира² известны в настоящее время на площади примерно в 1500 км². Не исключено, что в дальнейшем они будут найдены в других местах и площадь их развития увеличится. Размер же самих тел обычно очень незначителен. Это многочисленные дайки, тела типа трубок взрыва, неки и лишь в одном случае более или менее значительный по размеру субвулканический массив. Расположение тел калиевых щелочных пород контролируется линейными структурами. Так, выделяются два дайковых пояса (южный и северный) субширотного простирания и цепочка преимущественно изометричных мелких массивов северо-западного простирания (рис. 1).

Южный дайковый пояс протягивается с левого берега р. Аксу до верховьев р. Агаджан-Джилга на 30 км и уходит на территорию Китая. Ширина этого пояса не превышает 4 км. Он сечет все складчатые и разрывные структуры района, заложенные в мезозое, почти под прямым углом. Простирание поя-

са и его ширина не меняются при переходе из палеозойских пород в мезозойские, а также при пересечении им гранитов Балгынского массива. Дайки в пределах пояса сформировались, по-видимому, в полостях крутопадающих сколовых трещин, возникших в верхних частях земной коры в результате

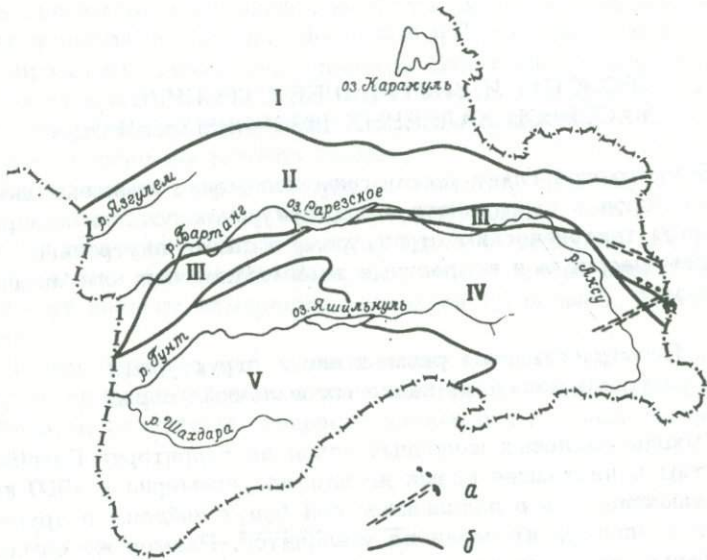


Рис. 1. Размещение калиевых щелочных пород в тектонической структуре Памира:
 а - выходы калиевых щелочных пород;
 б - границы тектонических зон; I - зона Северного Памира; II - зона Центрального Памира; III - Рушанско-Пшартская зона; IV - зона Юго-Восточного Памира; V - зона Юго-Западного Памира.

образования глубокого раскола фундамента в постскладчатый субплатформенный этап развития области. Расстояние между отдельными дайками вкрест простираения пояса от 10 до 300 м.

Северный дайковый пояс прослежен от верховьев р. Аю-Кузю-Сай по рекам Шверь-Айрык и Култук до границы с Китаем также на расстоянии около 30 км. Ширина пояса до трех километров и приурочен он к южной границе блока сильно метаморфизованных пород музкольского комплекса предположительно докембрийского возраста. Очевидно, здесь существовал глубинный разлом, залеченный впоследствии мел-палеогеновыми гранитоидами. Однако в неогене разлом обновился в виде серии широтных расколов без существенного перемещения по ним. Эти расколы и использовала калиевая щелочная магма для своего подъема.

Следующая группа щелочных интрузивов образует цепочку преимущественно изометричных массивов северо-западного простирания. Эта цепочка протягивается на 15-20 км и приурочена к региональному разлому, разделяющему зоны Центрального и Юго-Восточного Памира.

Указанный региональный разлом является глубинным долгоживущим разломом. Он был заложен, вероятно, еще в перми или карбоне. В позднем триасе в рассматриваемом районе вдоль него внедрился расплав основного состава, давший трещинное тело пироксенитов, габбро и диоритов, обнажающееся вдоль р. Балгын. В следующий этап, в период внедрения крупных гранитоидных интрузий в юре и раннем мелу, по этому разлому и по более поздним параллельным трещинам сформировались крупнозернистые и порфириовидные граниты джизевско-хиджисского комплекса. В дальнейшем разлом многократно обновлялся, образовывались параллельные ему трещины и зоны милонитизации, по которым поднимались гидротермальные растворы, вызвавшие грейзенизацию и окварцевание гранитов. В неогене в результате новых подвижек вдоль данного разлома со значительных глубин интродировала калиевая щелочная магма.

Рассматриваемые мелкие преимущественно изометричные в плане тела щелочных пород часто находятся непосредственно в зоне разлома, в милонитах и катаклазитах или же на незначительном расстоянии от него. Несмотря на это, они совершенно не несут следов катаклаза. Размер изометричных в плане тел обычно не превышает 300 м в поперечнике, располагаются они цепочкой вдоль разлома на расстоянии 0,2-1 км друг от друга. На глубину они уходят в виде столбов или некков с падением, близким к вертикальному, и не обнаруживают тенденции к изменению мощности.

Наконец, Верхнедункельдькский массив, хотя он и расположен в указанной выше цепочке тел, приуроченных к региональному разлому, выделяется в особый тип, так как он значительно крупнее их, сложен породами нескольких фаз и сопровождается, в отличие от других массивов, разнообразными дайковыми и гидротермальными образованиями.

Таким образом, выходы калиевых щелочных пород отчетливо контролируются разломами, разграничивающими разновозрастные по времени проявления складчатости и различные по тектонической активности блоки, лишь в случае южного дайкового пояса такого видимого на поверхности разлома не наблюдается. Вместе с тем какой-либо связи со складчатыми структурами, с определенными по литологии толщами или, наконец, с массивами гранитоидов калиевые щелочные породы не обнаруживают (рис. 2).

2. Внутреннее строение массивов и последовательность формирования пород

По особенностям внутреннего строения, форме, а также пространственному размещению массивов калиевых щелочных пород можно выделить три группы: дайковые пояса; субвулканические многофазные тела; трубки взрыва, жерловины, некки и связанные с ними дайки. Строение тел в каждой из выделенных групп имеет свои специфические черты, что объясняется особенностями подъема щелочной магмы в верхний структурный этаж.

Дайки в пределах дайковых поясов образовались при относительно спокойном внедрении магмы в полости трещин, жерловины, некки и трубки взрыва — при быстром часто взрывном характере внедрения магмы с большой глубины, а субвулканический Верхнедункельдькский массив — при многократном внедрении расплава из сравнительно неглубокого расположенного промежуточного магматического очага.

Дайковые пояса субширотного простираения

Южный дайковый пояс достаточно хорошо изучен. Участок этого пояса около оз. Дун-Кельдык закартирован в масштабе 1:10000. На прилагаемой карте (рис. 3) отчетливо видна сложная форма даек. При общем субширотном простираении в дайках наблюдаются изгибы, разветвления, пережимы и раздувы. Характерно, что через 300–500 м дайки обычно прерываются, но через несколько метров кулисообразно появляются вновь. Мощность их колеблется от 0,5 до 30 м, причем преобладают дайки мощностью 3–5 м. Выклинивание даек происходит не постепенно, как это можно было бы предположить, исходя из представления о сравнительно пассивном выполнении расплавом трещин, а резко. Дайки имеют тупые окончания и утыкаются в брекчированные вмещающие породы, причем в этих местах они содержат большое количество ксенолитов окружающих их пород.

Горные породы, слагающие дайки, не отличаются большим разнообразием и однотипны по всей длине почти тридцатикилометровой пояса. В основном это псевдолейцитовые тингуаниты и пироксен-санидиновые сиенит-порфиры, реже микросиениты и бостониты. В восточной части пояса, вблизи регионального разлома, разделяющего тектоно-магматические зоны Центрального и Юго-Восточного Памира, появляются единичные дайки фергусит-порфиров.

Обычно наблюдаются однофазные простые дайки, но изредка отмечаются дайки сложного строения, когда по одной трещине последовательно внедрились порции расплава различного состава. Кроме того, в породах поздних фаз часто встречаются ксенолиты пород предыдущих фаз кристаллизации щелочной магмы. Все это позволило установить следующий порядок формирования пород в пределах южного дайкового пояса: пироксен-санидиновые сиенит-порфиры; псевдолейцитовые тингуаниты, микросиениты и бостониты; фергусит-порфиры.

Дайки пироксен-санидиновых сиенит-порфиров являются самыми ранними. Они отмечаются по всей длине пояса. Их мощность достигает иногда 10–15 м. Пироксен-санидиновые сиенит-порфиры в приконтактных и центральных частях даек имеют почти одинаковый облик и состоят из многочисленных таблитчатых кристаллов полупрозрачного санидина размером

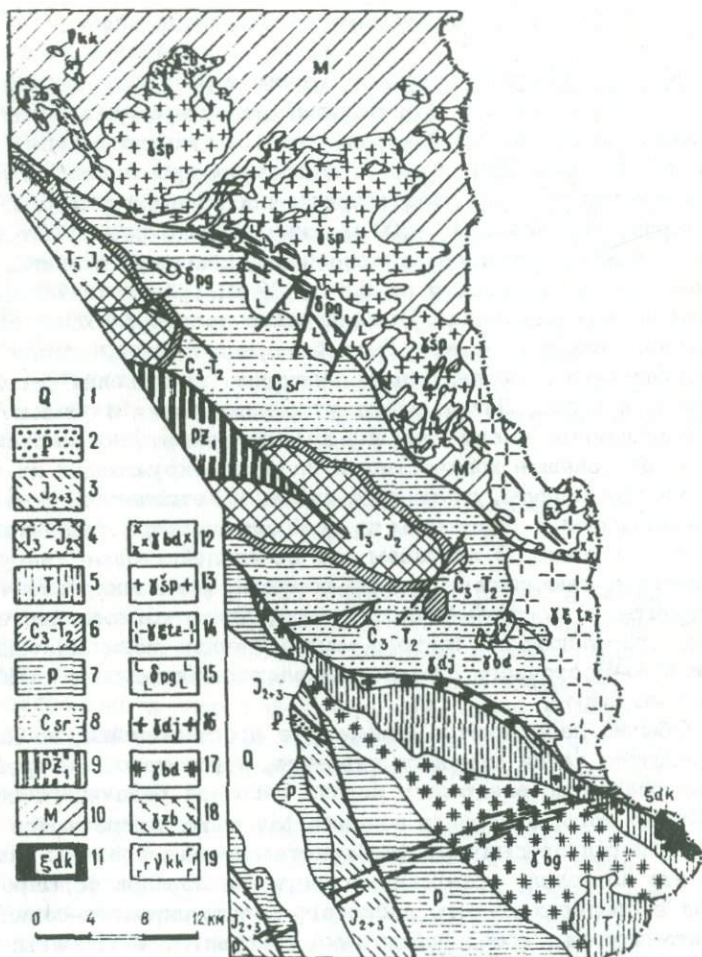


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района развития кайнозойских калиевых щелочных пород на Восточном Памире:

1 - четвертичные отложения; 2 - палеогеновые конгломераты, песчаники и эффузивы; 3 - средне- верхнеюрские известняки и мергели; 4 - верхнетриасовые-среднеюрские песчаники и сланцы; 5 - триасовые песчано-сланцевые отложения нерасчлененные;

6 - верхнекаменноугольные-среднетриасовые терригенно-карбонатные отложения с корами выветривания; 7 - пермские песчано-сланцевые отложения; 8 - каменноугольные песчаники и сланцы с редкими прослоями известняков и эффузивов (сарезская свита); 9 - нерасчлененные отложения нижнего палеозоя; 10 - метаморфические породы условно докембрийского возраста; 11 - дункельдыкский комплекс - фергуситы, бороланиты, псевдолейцитовые сиениты, сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, тингуаиты; 12 - бердьшский комплекс - лейкократовые граниты и гранит-порфиры; 13 - шатпутский комплекс - биотитовые лейкократовые граниты; 14 - кварцевые сиениты, граносиениты, биотитовые граниты; 15 - пангазджилгинский комплекс - диориты, кварцевые диориты; 16 - джизевский комплекс - двуслюдяные, часто порфировидные граниты; 17 - балгынский комплекс - крупнозернистые биотитовые и среднезернистые двуслюдяные граниты; 18 - зорбурулюкский комплекс - гнейсограниты, мигматиты, гранитные пегматиты; 19 - кукуртский комплекс - лерцолиты, пироксениты, габбро, диориты с наложенной нефелинизацией и скаполитизацией.

15x10x3 мм и значительно более мелких столбчатых вкрапленников темно-зеленого пироксена в серой мелкозернистой основной массе. Непосредственно у контакта основная масса породы становится мелкозернистой и стекловатой, характер же вкрапленников почти не изменяется. Вкрапленники санидина располагаются параллельно контактам даек, что придает породе трахитоидную текстуру.

Постоянное количество вкрапленников санидина, их одинаковый размер как в центре даек, так и в приконтактных частях, в отличие от основной массы породы, которая изменяется от мелкозернистой до стекловатой, свидетельствует об интрателлурическом происхождении вкрапленников. Магма, по-видимому, внедрялась в виде кашеподобной массы, состоящей из кристаллов санидина и примерно такого же объема жидкой фазы. Скопление такого большого количества интрателлурических вкрапленников, вероятно, связано с гравитационной дифференциацией в магматическом очаге в спокойной обстановке, при которой более легкие кристаллы санидина всплыли и скопились в его верхней части.

Дайки псевдолейцитовых тингуаитов образовались позже пироксен-санидиновых сиенит-порфиров и содержат ксенолиты последних. В количественном отношении дайки псевдолейцитовых тингуаитов преобладают над остальными типами пород. Мощность их в раздувах иногда достигает 30 м.

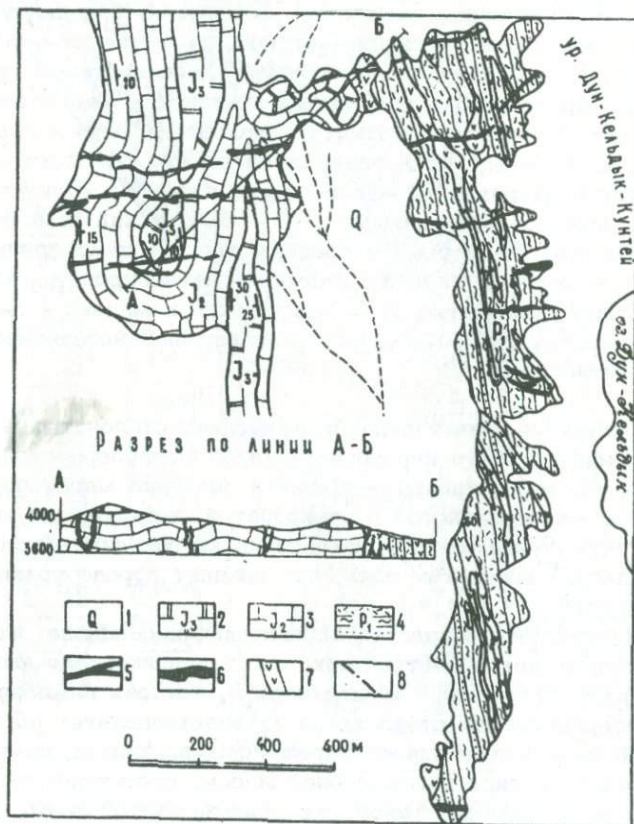


Рис. 3. Схематическая геологическая карта западной части южного дайкового пояса:

1 - четвертичные отложения; 2 - массивные известняки верхней юры; 3 - мергели и известняки средней юры; 4 - песча-

ники, сланцы и эффузивы базардаринской свиты нижней перми; 5 - дайки псевдолейцитовых тингуаитов; 6 - дайки пироксен-санидиновых сиенит-порфиров; 7 - диабазы интрузивные; 8 - разломы.

В дайках псевдолейцитовых тингуаитов наблюдается весьма интересная зональность. На контакте отмечается зона мощностью 5-7 см, где порода имеет зеленую окраску и состоит из стекловатой или слабо раскристаллизованной основной массы, в которой присутствуют вкрапленники прозрачного санидина, реже темно-зеленого пироксена. Таблитчатые вкрапленники санидина располагаются параллельно контактам даек. Далее к центру даек порода постепенно приобретает серо-зеленую окраску, в ней появляются многочисленные миндалины, заполненные карбонатами и цеолитами. Форма миндалин меняется с удалением от контакта: ближе к нему они округлые, дальше от контакта вытянутые, затем они приобретают трубчатую форму и, наконец, исчезают совсем. Мощность миндалекаменной зоны обычно не превышает 30-40 см, но в маломощных дайках она значительно больше и иногда вся дайка, за исключением приконтактной стекловатой части, оказывается сложенной породой с такой миндалекаменной текстурой.

Еще ближе к центру даек зеленоватая окраска породы сменяется серой, появляются сначала мелкие, а затем все более крупные выделения псевдолейцита. В центре мощных даек порода имеет серый цвет и состоит из мелкозернистой основной массы, в которой располагаются порфировые выделения прозрачного санидина, темно-зеленого пироксена и светло-серого псевдолейцита. Основная масса псевдолейцитовых тингуаитов сложена мелкими табличками кали-натрового полевого шпата и иголочками пироксена.

Таким образом, уже при макроскопическом изучении даек псевдолейцитовых тингуаитов можно установить, что во время их внедрения в щелочном расплаве находились выкристаллизовавшиеся ранее кристаллы санидина и пироксена. Изучая положение и форму пустоток и миндалин в теле даек, можно заключить, что приконтактные их части закристаллизовались очень быстро, до начала выделения летучих. На удалении от контакта произошло

отделение газовой составляющей, которая обособилась в виде пузырьков, но не смогла выйти на поверхность ввиду быстрого затвердевания породы, и, наконец, в центре даек газы ушли из породы до ее затвердевания.

Кроме мелких миндалин и трубчатых каналов, выполненных карбонатами и цеолитами, в псевдолейцитовых тингуаитах наблюдались крупные миндалины в центральных частях некоторых даек. Строение этих крупных миндалин весьма интересное. Обычно они состоят из двух частей, различающихся по морфологии слагающего их кальцита. Одна часть миндалины оказывается сложенной желтоватым полосчатым кальцитом. Полосы располагаются параллельно и отличаются различной прозрачностью и цветовыми оттенками друг от друга. Другая часть миндалин выполнена колломорфной модификацией натечного кальцита белого цвета. Между этими двумя частями миндалин часто остается незаполненное минеральным веществом пространство. Судя по такому строению миндалин, естественно предположить, что нижняя полосчатая часть миндалин образовалась из раствора, а верхняя из паров или стекающего по трещинкам в пустотку раствора. В таком случае миндалины можно было бы считать геологическими отвесами — индикаторами положения миндалин в период их выполнения. Однако оказывается, что миндалины по-разному ориентированы в пространстве и служить для этой цели не могут. Как объяснить различную ориентировку миндалин даже в одном месте дайки, пока не ясно.

Микросиениты и бостониты образуют сравнительно редкие дайки. Взаимоотношение их с псевдолейцитовыми тингуаитами не выяснено, но они явно моложе пироксен-санидиновых сиенит-порфириров и пересекаются фергусит-порфирами. Макроскопически это серые и буровато-серые породы, переходящие в узкой приконтактной зоне в бурое стекло. Дайки микросиенитов и бостонитов имеют мощность не более двух метров и обычно извилистую форму. По своему облику породы близки к основной массе наиболее лейкократовых псевдолейцитовых тингуаитов и, возможно, являются последними порциями расплава, давшего псевдолейцитовые тингуаиты.

Фергусит-порфиры отмечены в некоторых сложных дайках в восточной части южного дайкового пояса. Они встречаются очень редко и образуют дайки мощностью не более 50 см (рис. 4). По своему облику это пятнистые псевдолейцитовые породы

очень похожи на фергусит-порфиры, залегающие в трубках взрыва и некках, приуроченных к разлому северо-западного простирания, с которыми они и параллелизуются.

Таким образом, можно сделать вывод, что формирование южного дайкового пояса происходило в несколько этапов, в течение которых интродировал щелочной расплав несколько различного, но близкого состава. При этом в данном расплаве в момент его внедрения находились интрателлурические вкрапленники санидина, количество которых уменьшалось от ранних фаз к поздним. Фергусит-порфиры, наблюдавшиеся в восточной части пояса, своим обликом, а также отсутствием интрателлурических вкрапленников санидина довольно сильно отличаются от остальных пород пояса. Очевидно, они более тесно связаны с породами трубок взрыва, жерловин и некков, приуроченными к региональному разлому северо-западного простирания, среди которых также наблюдаются фергусит-порфиры.

Северный дайковый пояс имеет примерно такое же строение, как и южный, но здесь отчетливо виден тектонический контроль щелочных пород крупным разрывным нарушением. Пояс приурочен к разлому, по которому блок докембрийских метаморфических пород контактирует с более молодыми отложениями. Дайки этого пояса пересекают гнейсограниты зорбулюкского комплекса, диориты и кварцевые диориты пангазджилгинского и граниты шатпутского комплексов. Дайки сложены минетта, грорудитами, щелочными сиенит-порфирами и щелочными сиенитами, причем если между грорудитами, щелочными сиенит-порфирами и сиенитами наблюдаются постепенные переходы, то взаимоотношение их с минетта не отмечалось.

Лампрофирами сложены обычно маломощные (до 1-2 м) дайки. Выклиниваясь, они переходят в тонкие прожилки. Породы имеют темно-коричневый, почти черный цвет и содержит в микрозернистой основной массе вкрапленники коричневой слюды до 8 мм в поперечнике, а иногда и темно-зеленого пироксена.

Грорудиты образуют или также маломощные дайки, или наблюдаются в приконтактных частях даек щелочных сиенит-

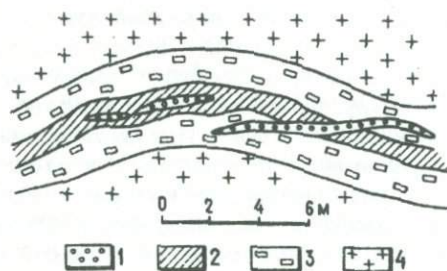


Рис. 4. Взаимоотношение различных щелочных пород в дайке слэжного состава (верховье р. Агаджан-Джилга):

1 - фергусит-порфиры; 2 - псевдолейцитовые тингуайты; 3 - пироксен-сандиновые сиенит-порфиры; 4 - граниты.

порфиров. В наиболее мощных дайках сиенит-порфиров, достигающих 7-8 м, центральная часть имеет состав и структуру щелочных сиенитов.

Горные породы северного дайкового пояса по составу, времени своего образования и тектонической позиции, безусловно, очень близки к остальным породам неогенового калиевого щелочного комплекса Памира, но эта близость не такая тесная, как среди других пород комплекса. Очевидно, здесь сказалась значительная пространственная удаленность северного дайкового пояса от остальных тел калиевых щелочных пород. Отличия между ними будут достаточно заметны при разборе петрографических, минералогических и петрогеохимических особенностей пород комплекса.

Трубки взрыва и некки

Эта группа тел отчетливо тяготеет к региональному разлому, разделяющему зоны Центрального и Юго-Восточного Памира. Залегают они, как уже указывалось выше, часто непосредственно в зоне милонитов, но сами не не-

сут следов катаклаза. Всего к настоящему времени автором обнаружено девять тел типа некков или трубок взрыва. Расположены они на расстоянии 0,2-1 км друг от друга и вытянуты цепочкой на 15 км в длину. На северо-западе эта цепочка уходит под рыхлые отложения долины р. Балгын, на юго-востоке за пределы Советского Союза в Китай. Кроме изометричных в плане тел отмечаются отдельные дайкообразные тела, отходящие от них в стороны или соединяющие их. Все тела этой группы имеют крутое, близкое к вертикальному падение. Характерной особенностью указанных тел является широкое развитие в их составе пород с эруптивной брекчиевой текстурой.

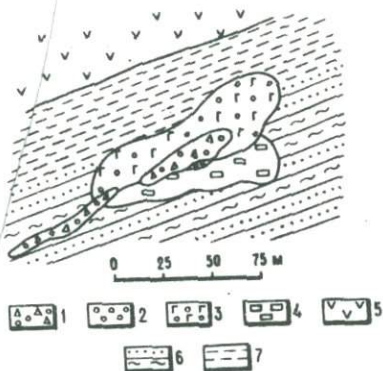


Рис. 5. Внутреннее строение трубки "Лейцитовая":
 1 - взрывные туфы фергуситового состава; 2 - псевдолейцитовые фонолиты; 3 - лейцитовые фергусит-порфиры; 4 - пироксен-саенитовые сиенит-порфиры; 5 - триасовые эффузивы основного состава; 6 - песчаники и сланцы бардаринской свиты триаса; 7 - зона милонитизации.

Самое юго-восточное тело рассматриваемой группы расположено в 1 км от Верхнедункельдыкского щелочного массива в верховьях правой составляющей р. Дун-Кельдык.

Здесь в русле реки наблюдается выход темно-серых фергусит-порфиров размером 150x70 м. Тело имеет форму столба эллиптического сечения и залегает в зоне милонитизации в гранитах. Сами фергусит-порфиры милонитизацией не затронуты. Они представлены псевдолейцитовыми и анальцимовыми разновидностями.

Водораздел рек Дун-Кельдык и Агаджан-Джилга покрыт ледниками и снежниками, поэтому установить, есть ли здесь выходы калиевых щелочных пород, не представляется возможным. Следующий небольшой массив фергуситов, переходящих вблизи контактов в фергусит-порфиры, обнаружен между правой и левой составляющими р. Агаджан-Джилга. Выход щелочных пород размером 150x40 м имеет подковообразную форму и расположен среди метаморфических пород зеленосланцевой фации в 200 м от регионального разлома.

Далее на продолжении этого разлома через 500 м вблизи контакта метаморфической толщи с гранитами залегает еще одно вытянутое в широтном направлении тело фергусит-порфиров размером 100x30 м, в котором наблюдается большое количество ксенолитов гранитов, пегматитов и вмещающих кристаллических сланцев. Размер обломков достигает 0,5 м, а количество их составляет около 30% всей массы породы. Сами фергусит-порфиры довольно сильно изменены и имеют зеленую окраску.

Еще далее на северо-запад в русле правой составляющей р. Агаджан-Джилга расположено изометричное тело типа трубки взрыва, названное трубкой "Эклогитовая", которая сложена эруптивными брекчиями. Цементом брекчий является фергусит-порфир, а многочисленные обломки размером от 5 до 50 см представлены разнообразными магматическими и метаморфическими породами. Наибольший интерес вызывают часто встречающиеся ксенолиты эклогитов, пироксенитов и гранулитов, описанию которых посвящена специальная глава. Размер указанного тела 60x100 м, контакты его крутые почти вертикальные.

В 300 м к западу от трубки "Эклогитовая" располагается следующее тело щелочных пород. Размер его 100x200 м, контакты крутые. Вмещающими породами являются кварциты и кристаллические сланцы триаса. Южная часть тела сложена серыми и буроватыми пироксен-санидиновыми сиенит-порфирами.

Остальная часть представлена серо-зелеными фергусит-порфирами, содержащими большое количество ксенолитов пироксен-санидиновых сиенит-порфиров, псевдолейцитовых сиенит-порфиров, фергуситов и метаморфических пород триаса и перми. Этой трубке дано название "Двухфазная".

К северо-западу от вышеуказанного тела отходит мощная и протяженная дайка, обнажающаяся в виде отпрепарированной эрозией каменной стены. Азимут простирания дайки 310° , мощность ее меняется от 7 до 20 м. Сложена она зелеными пятнистыми фергусит-порфирами, содержащими многочисленные угловатые ксенолиты вмещающих кварцитов и сланцев. Дайка фергусит-порфиров залегает вдоль зоны милонитов в породах перми и триаса. На ее простирании были встречены два раздува мощностью около 100 м, сложенные такими же фергусит-порфирами, являющиеся, вероятно, жерловинами или некками.

В 1 км к северо-западу от последнего некка по деловию фиксируется еще одно тело фергусит-порфиров, залегающее в песчано-сланцевой толще триаса и расположенное в той же полосе милонитов.

В среднем течении р. Агаджан-Джилга, уже на левом склоне её долины, также в этой зоне милонитов северо-западного простирания, обнаружено наиболее интересное тело из известных в этой полосе тел щелочных пород. Это трубка взрыва с вертикальными стенками и линзовидным сечением. Размер ее в плане 150x60 м. Несмотря на такие незначительные размеры, она имеет многофазное строение. Восточная часть трубки сложена пироксен-санидиновыми буровато-серыми сиенит-порфирами. Они прорываются слагающими большую часть трубки темно-серыми фергусит-порфирами с неизменным прозрачным лейцитом. Последний в интрузивном залегании не наблюдается, так как обычно преобразуется в псевдо- или эпилейцит.

В лейцитовых фергусит-порфирах наблюдаются многочисленные ксенолиты пироксен-санидиновых сиенит-порфиров, сланцев, песчаников и кварцитов, а также редкие ксенолиты эклогитов. Фергусит-порфиры прорываются светло-серыми псевдолейцитовыми сиенит-порфирами, которые обнажаются

на очень небольшой площади. Все вышеперечисленные породы секутся в центральной части тела бурыми пористыми брекчиями или туфами фергусит-порфиров с большим количеством ксенолитов различных пород. Очевидно, эта последняя порция магмы внедрялась путем взрыва газов и заполнения образованного при этом канала туфоподобным материалом, выжатым снизу (рис. 5).

В несколько десятков метров далее на северо-запад, в милонитах, расположены еще два небольших вытянутых в плане тела фергусит-порфиров также с неизменным лейцитом.

Бросается в глаза чрезвычайное сходство всех выше-названных тел между собой. Все они сложены в основном фергуситами и фергусит-порфирами, а если присутствует более ранняя фаза, то это пироксен-санидиновые сиенит-порфиры. Все тела имеют небольшие поперечные размеры и крутые контакты, т.е. по форме это либо некки и трубки взрыва, либо дайки. Во всех телах широко развиты брекчиевые эруптивные структуры, что свидетельствует о взрывном характере внедрения магмы. Судя по всему, образование всех этих мелких тел произошло из одной магматической камеры почти одновременно, и внедрение различных пород также не было разделено большими отрезками времени.

Последовательность формирования пород, наблюдающихся в мелких телах и трубках взрыва, приуроченных к региональному разлому, такова: пироксен-санидиновые сиенит-порфиры; фергуситы, фергусит-порфиры; псевдолейцитовые сиенит-порфиры; туфы фергусит-порфиров.

Присутствующие в породах рассматриваемых тел многочисленные ксенолиты можно разделить на три группы: ксенолиты вмещающих осадочных и магматических пород; ксенолиты пород ранних стадий кристаллизации щелочной магмы; ксенолиты пород эклогитовой и гранулитовой фазы метаморфизма, вынесенные из нижних горизонтов земной коры и верхней мантии.

Ксенолиты вмещающих триасовых и пермских сланцев, песчаников и кварцитов наблюдаются во всех телах. Обломки гранитов и пегматитов отмечаются лишь в телах, находящихся не далее, чем в 200-300 м от массива гранитов.

Размер обломков вмещающих пород колеблется от 1 до 40 см, форма их угловатая.

Ксенолиты пород ранних стадий кристаллизации щелочной магмы наблюдаются не во всех телах и не в таком большом количестве. Наибольшим распространением из них пользуются обломки пироксен-санидиновых сиенит-порфиров, отмечаемые в фергусит-порфирах даже в тех массивах, в которых пироксен-санидиновые сиенит-порфиры в виде интрузивной фазы отсутствуют.

Ксенолиты глубоко метаморфизованных пород наблюдаются в большом количестве лишь в трубке "Эклогитовая", расположенной на правом берегу правой составляющей р. Агаджан-Джилга. Среди ксенолитов пород высоких ступеней метаморфизма отмечаются эклогиты, гранатовые пироксениты, полевошпатовые эклогитоподобные породы, гранулиты, гранатистенные гнейсы и др. Набор глубоко метаморфизованных пород дает нам представление о разрезе нижних горизонтов земной коры и верхней мантии в данном районе и позволяет судить о характере внедрения щелочного расплава.

Субвулканические многофазные массивы

Эта группа тел представлена лишь одним Верхнедункельдыкским массивом, который является самым крупным телом калиевых щелочных пород на Памире. Очевидно, больше таких тел на нашей территории Памира нет, но на продолжении зоны регионального разлома в Китае они, возможно, существуют.

Верхнедункельдыкский субвулканический массив сложен породами, варьирующими по составу в широких пределах — от лейцитовых габброидов до граносиенит-порфиров. С данным массивом связана интенсивная гидротермальная деятельность, приведшая к образованию жил и зон флюоритизации, карбонатизации и баритизации, сопровождающихся редкоземельным и полиметаллическим оруденением. Все это обуславливает особое внимание к массиву, поскольку кроме петрологического значения он может представлять интерес как участок возможно промышленной концентрации редких земель, флюорита и полиметаллов.

Верхнедункельдыкский щелочной массив расположен в верховьях р. Дун-Кельдык в водораздельной части Сарыкольского хребта. Массив обнажается в интервале высот от 4800 до 5100 м и вскрыт, таким образом, по вертикали на 300 м. Он внедрился в песчано-сланцевые породы перми и триаса, которые имеют здесь крутое падение на северо-восток под углом $60-80^{\circ}$ и смяты в изоклиналиные складки.

Во вмещающих отложениях имеются мощные зоны катаклаза и милонитизации, согласные с общим простиранием пород. Одна из таких зон наблюдается к северо-востоку от массива и представляет собой пачку зеленых милонитов и катаклазитов со сравнительно пологим падением на северо-восток под углом $35-45^{\circ}$. На юге зона милонитов уходит за пределы Советского Союза, на севере она прослеживается по правому борту долины р. Агаджан-Джилга вдоль северо-восточного контакта узкого тела гранитов.

Вторая зона милонитизации и катаклаза протягивается параллельно первой в 1-1,5 км от нее. Мощность этой зоны также порядка 100-200 м, но в отличие от предыдущей зоны она имеет крутое почти вертикальное падение. Верхнедункельдыкский массив прорывает катаклазиты и милониты обеих зон и вытянут вдоль них. Массив имеет неправильную вытянутую согласно простиранию вмещающих пород форму. Длина его около 2,5 км, ширина до 1 км. Контакты массива с вмещающими породами крутые. Северо-восточный контакт падает под вмещающие породы под углом 70° , северный и юго-западный контакты крутые или вертикальные. На юго-востоке от основного тела щелочных пород отходят многочисленные апофизы, а еще дальше тянется шлейф даек. К северо-западу же от основного тела отмечаются лишь единичные дайки щелочных пород.

В строении Верхнедункельдыкского массива принимают участие породы трех разновозрастных групп, каждая из которых объединяет близкие по химизму породы. Однако этапов внедрения, фиксирующихся по резким интрузивным контактам между различными породами, значительно больше.

Первая наиболее ранняя группа пород представлена псевдолейцитовыми разностями, среди которых нами выделены псевдолейцитовые сиениты, бороланиты, фергуситы, фергусит-порфиры и псевдолейцитовые сиенит-порфиры. Эти породы сла-

гают центральную часть массива или наблюдаются в виде даек и жил как в самом массиве, так и вблизи от него.

После псевдолейцитовых пород внедрились щелочные сиениты и связанные с ними постепенными переходами сиенит-порфиры. Они залегают преимущественно вдоль контакта псевдолейцитовых пород с песчано-сланцевыми породами триаса и образуют линзообразные тела мощностью до 300 м, прослеживающиеся по простиранию на 0,5–1 км. Кроме того, наблюдаются дайки разнообразных сиенит-порфиров, секущие щелочные сиениты.

Третья, наиболее молодая, группа пород представлена дайками и неправильными мелкими телами граносиенит-порфиров и explosивными дайками туфов трахилипаритовых порфиров. Эти породы развиты в юго-западной и центральной части массива.

Таким образом, строение тела грубо концентрическое: в центре располагаются псевдолейцитовые породы, по краям — сиениты и граносиенит-порфиры.

Для всех пород, особенно для псевдолейцитовых и граносиенит-порфиров, чрезвычайно характерно наличие огромного количества в них ксенолитов, так что породы представляют собой иногда эруптивные брекчии.

Псевдолейцитовые породы, слагающие центральную часть массива, довольно разнообразны по внешнему виду. Имеются светло-серые среднезернистые псевдолейцитовые сиениты, в которых псевдолейцит узнается с трудом по округлым образованиям кали-натрового полевого шпата в сростании с цеолитами, нерезко выделяющимися в серой основной массе. Кроме того, отмечаются более меланократовые породы — фергуситы и бороланиты, в которых в свою очередь присутствуют секущие жилки фергуситов, фергусит-порфиров и псевдолейцитовых порфиров.

Взаимоотношения псевдолейцитовых сиенитов и фергуситов видны неотчетливо. Наблюдалось прорывание псевдолейцитовых сиенитов фергуситами, но вместе с тем отмечались и постепенные переходы между ними. Фергуситы и бороланиты слагают в основном северо-восточную часть центрального ядра массива, псевдолейцитовые сиениты — юго-западную. В псевдолейцитовых породах наблюдается большое количество

ксенолитов вмещающих сиенитизированных пород. Кроме того, имеются целые пачки вмещающих пород, оставшиеся в середине массива. Ксенолиты обычно оплавлены и фенитизированы. По мере приближения к контакту с терригенными отложениями псевдолейцитовые породы становятся более мелкозернистыми, в них увеличивается количество ксенолитов, породы приобретают пойкилитовую структуру, количество псевдолейцитовых выделений в них уменьшается, а еще ближе к контакту они исчезают совсем. Вследствие этого порода переходит в эгирин-диопсидовый сиенит или сиенит-порфир гибридного происхождения. Исчезновение псевдолейцита обусловлено ассимиляцией богатых кремнеземом вмещающих пород. В некоторых случаях эти гибридные породы похожи на сиениты следующего этапа внедрения и их не всегда можно отличить друг от друга. В псевдолейцитовых породах наблюдается большое количество гидротермальных, преимущественно флюорит-кальцитовых жил, сами породы флюоритизированы, флогопитизированы, карбонатизированы и гранатизированы. Хотя эти же гидротермальные процессы проявились и в породах следующих фаз, однако часть из них, безусловно, связана с этапом образования лейцитовых разностей. Об этом свидетельствует пересечение дайкой фергусит-порфира кальцит-флюоритовой жилы.

Эгирин-диопсидовые сиениты и различные сиенит-порфиры образуют вторую группу пород, формирование которой произошло после внедрения псевдолейцитовых разностей. Сиениты образуют одно, сравнительно крупное линзовидное тело в западной части массива. Они представляют собой грубозернистые, довольно лейкократовые породы слегка трахитоидной текстуры. Сиениты прорывают брекчированные псевдолейцитовые породы первого этапа.

Вдоль северо-западного контакта массива также обнажаются эгирин-диопсидовые сиениты, которые имеют среднезернистое сложение и иногда порфиroidный облик. Поэтому их трудно отличить от находящихся здесь же гибридных пород, образовавшихся в первый этап внедрения.

Несколько линзовидных тел сиенитов, переходящих в сиенит-порфиры, имеется в юго-восточной части массива, где они также вытянуты в северо-западном направлении.

Среди сиенит-порфиров более поздних, чем эгирин-диопсидовые сиениты, существует несколько разновидностей, отличающихся друг от друга по структуре, размеру порфировых выделений и т.д. Наиболее ранними среди них являются сиенит-порфиры со среднезернистой основной массой и вкрапленниками серого кали-натрового полевого шпата. Эти породы пересекаются дайками мелкопорфировых сиенит-порфиров с ортофировой структурой основной массы и микросиенитами. Последними в данной группе образовались мощные дайки гигантопорфировых сиенит-порфиров с крупными вкрапленниками санидина.

Граносиенит-порфиры и взрывные туфолавы трахилипаритовых порфиров образуют последнюю группу пород в составе Верхнедункельдыкского массива. Граносиенит-порфиры слагают неясной формы тела и многочисленные дайки в наименее обнаженной южной части массива. Породы обычно очень сильно разложены. Они имеют желтовато-буроватый цвет и состоят из вкрапленников белого или желтоватого, иногда розоватого кали-натрового полевого шпата в буроватой пористой мелкозернистой основной массе. Пироксен в этих породах часто полностью разложен. Характерной чертой всех пород данной группы является широко проявленная в них альбитизация. Контакты граносиенит-порфиров и взрывных трахилипаритовых порфиров с породами других групп наблюдаются редко. Так, в центре массива имеется несколько даек, сложенных взрывными туфолавами трахилипаритовых порфиров, которые секут псевдолейцитовые породы и содержат ксенолиты сиенитов и сиенит-порфиров. Указанное взаимоотношение свидетельствует о наиболее позднем образовании кислых разностей в Верхнедункельдыкском массиве. Отмеченные выше дайки, а также некоторые другие мелкие тела сложены породами, которые в шлифах однозначно можно определить иногда как лито-кристаллокластические туфы трахилипаритовых порфиров. Повсеместное залегание этих пород в виде интрузивных секущих тел заставляет отказаться от предположения об обычном пирокластическом происхождении их на земной поверхности. Они имеют, очевидно, взрывное происхождение и образовались

при внедрении дробленного в результате подземных взрывов туфоподобного вещества с небольшим количеством жидкой фазы (рис. 6).



Рис. 6. Туфовая дайка трахилипаритового состава, прорывающая фергуситы Верхнедункельдыкского массива.

Эксплозивные туфовые дайки и жилы - образования довольно редкие, однако в литературе они описывались. Таковы эксплозивные брекчиевые дайки в Закарпатье (Мерлич, 1958), имеющие андезитовый состав, эруптивные брекчии на Алтае (Тацинина, Чепрасов, 1955). В.С.Бербанк описал брекчиевые трубки риолитового состава с Колорадо (1941), Н.В.Короновский и Е.Е.Милановский обнаружили эксплозивные дайки туфов трахиандезитового состава на Кавказе. "Интрузии туфов" изучали Г.Д.Афанасьев и Ю.П.Масуренков (1955) в Эльбрусском районе. А.И.Борсук и Ю.П. Масуренков (1964) на основе анализа данных о подобных образованиях пришли к выводу, что эксплозивные образования являются одной из форм проявления интрузивного процесса в цепи плутон-вулканической ассоциации, продукты которого в основном не достигали земной поверхности, при этом необходимо, чтобы маг-

ма содержала большое количество воды и летучих. Наиболее предрасположены к эксплозиям ультраосновные расплавы (кимберлиты) и щелочные дифференциаты других магм.

В Верхнедункельдыкском массиве наиболее резко эксплозивный характер внедрения проявлен в породах последней фазы, они, вероятно, были максимально обогащены летучими. Вместе с тем образование эруптивных брекчий наблюдалось и при внедрении лейцитовых пород.

Таким образом, из анализа формы массива, характера пород и их взаимоотношений следует, что Верхнедункельдыкский щелочной массив представляет собой многофазное субвулканическое тело штокообразной формы, внедрение которого сопровождалось взрывами и брекчированием пород. Формирование массива происходило на очень небольшой глубине, порядка первых сотен метров, о чем свидетельствует наличие туфов, а также широкое развитие порфирировых структур в породах. В отдельных случаях магма, возможно, изливалась на поверхность. Последующая эрозия уничтожила следы наземного вулканизма. Дифференциация магмы происходила на более значительной глубине, но в пределах гранитного слоя, ассимилирующей пород которого объясняется появление в качестве последних дифференциатов богатых кремнеземом расплавов.

ж ж ж

Принимая во внимание приведенные сведения по геологии щелочных массивов и последовательности образования различных пород, можно составить общую схему формирования калиевого щелочного комплекса Памира (табл. 3).

Первыми в составе комплекса сформировались пироксенсанидиновые сиенит-порфиры, образующие дайки в южном дайковом поясе или слагающие частично жерловины и трубки взрыва в телах второй группы. Затем внедрились псевдолейцитовые тингуаиты, микросиениты и бостониты в пределах южного дайкового пояса.

В следующий этап произошло внедрение недифференцированного фергуситового расплава, давшего в пределах южного

Т а б л и ц а 3

Схема последовательности
формирования пород калиевого щелочного
комплекса Памира

Дайковые пояса		Трубки взрыва, некки и другие тела, приуроченные к региональному разлому	Верхнедункельдыкский субвулканический массив
северный	южный		
	-	-	Граносиенит-порфиры и туфы трахилипаритовых порфиров
	-	-	Сиенит-порфиры жильные Щелочные сиениты и сиенит-порфиры
Лампрофиры, сиениты и сиенит-порфиры	Фергусит-порфиры	Туфы фергусит-порфиров	Фергуситы, фергусит-порфиры, боролазиты, псевдолейцитовые сиениты
		Псевдолейцитовые сиениты Фергусит-порфиры	
	Псевдолейцитовые тингуаниты, микросиениты, бостониты	-	-
	Пироксен-санидиновые сиенит-порфиры	Пироксен-санидиновые сиенит-порфиры	-

дайкового пояса дайки фергусит-порфиров, образовавшего большую часть трубок взрыва и жерловин, а также значительную часть Верхнедункельдыкского массива. Дифференциация этой порции магмы привела к образованию бороланитов и псевдолейцитовых сиенитов в пределах Верхнедункельдыкского массива и псевдолейцитовых сиенит-порфиров в составе трубок взрыва.

Затем в очаге, расположенном под Верхнедункельдыкским массивом, шло постепенное раскисление расплава, а внедрение его в самые верхние горизонты коры привело к образованию последовательно сначала щелочных сиенитов, затем сиенит-порфиров и, наконец, граносиенит-порфиров и туфов трахилипаритовых порфиров.

В северном дайковом поясе образовались только щелочные лампрофиры и близкие к ним по составу щелочные сиениты, сиенит-порфиры и грорудиты.

Г л а в а III

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Петрографическое описание пород калиевого щелочного комплекса дается в том же порядке, что и их геологическая характеристика, т.е. сначала описываются породы дайковых поясов, затем трубок взрыва и других мелких тел, приуроченных к разлому, разделяющему зоны Центрального и Юго-Восточного Памира и, наконец, породы Верхнедункельдыкского массива.

1. Породы субширотных дайковых поясов

Ю ж н ы й д а й к о в ы й п о я с

В южном дайковом поясе нами выделяются пироксен-санидиновые сиенит-порфиры, псевдолейцитовые тингуаиты, микросиениты и бостониты, причем преобладают дайки первых двух типов пород, микросиениты же и бостониты отмечаются редко.

Пироксен-санидиновые сиенит-порфиры

Среди пород калиевого щелочного комплекса Памира пироксен-санидиновые сиенит-порфиры являются наиболее ранними. Макроскопически это серые порфировые породы, состоящие из большого количества ориентированных субпараллельно крупным таблитчатым вкрапленникам санидина и более мелких столбчатых кристаллов пироксена в мелкозернистой основной массе (рис. 7). В приконтактных час-

тах даек основная масса имеет микрозернистое или даже стекловатое строение.

При микроскопическом исследовании по структуре основной массы и количеству вкрапленников среди рассматриваемых пород выделяются следующие разновидности: сиенит-порфиры с криптовой структурой, в которых крупные вкрапленники санидина и более мелкие фенокристаллы мо-

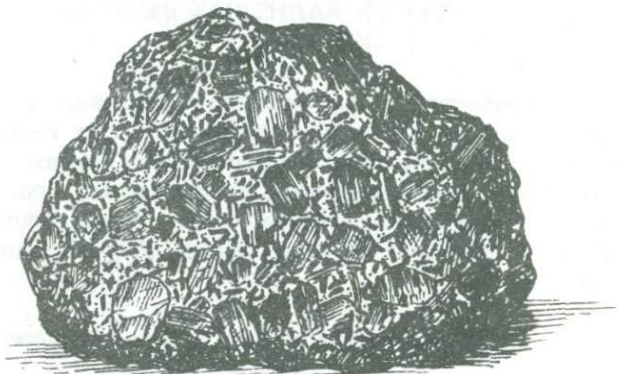


Рис. 7. Пироксен-санидиновый сиенит-порфир.
Уменьшено в 1,5 раза.

ноклинного пироксена слагают большую часть породы, а основная масса, обычно хорошо раскристаллизованная, располагается в интерстициях между ними (рис. 8, а); сиенит-порфиры с меньшим количеством вкрапленников и призматически-зернистой структурой основной массы (рис. 8, б); сиенит-порфиры с микротрахитовой структурой основной массы (рис. 8, в).

Количественный подсчет показал следующие колебания в содержании минералов в данных породах (в объемных процентах): санидин - 47-48, моноклинный пироксен - 32-34, апатит - 1,5-5,0, биотит - 1-3,2, рудный - 0,3-0,7, цеолиты - 0-12, кальцит - 2-16.

С а н и д и н, наблюдающийся в виде вкрапленников, образует совершенно свежие таблитчатые кристаллы, которые в приконтактных частях даек несколько оплавлены,

Обычно вкрапленники санидина имеют зональное строение. Границы между зонами резкие, зоны отличаются по показателю преломления и оптической ориентировке. Часто у санидина наблюдаются простые двойники по карлсбадскому, манебахскому и изредка бавенскому законам. Иногда в од-



Рис. 8. Пироксен-санидиновые сиенит-порфиры: а - с криптовой структурой; б - с призматически-зернистой структурой; в - с микро-трахитовой структурой основной массы. Увеличение 15^{\times} , без анализатора.

ном фенокристалле присутствует несколько таких двойников, что создает видимость полисинтетического двойникования (рис. 9). Показатели преломления вкрапленников санидина колеблются по N_g от 1,524 до 1,528 и по N_p от 1,519 до 1,524, угол $2V$ изменяется от 21° до 37° (табл. 4). В некоторых случаях у вкрапленников наблюдается более высокопреломляющая кайма натрового санидина.

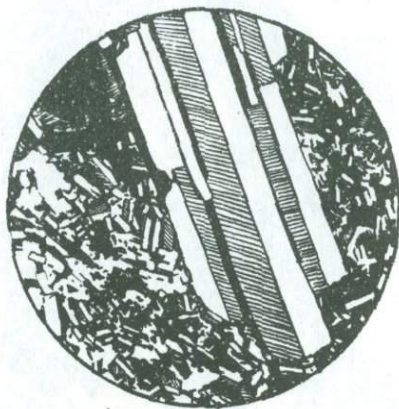


Рис. 9. Двойники у вкрапленников санидина в пироксен-санидиновом сиенит-порфире. Увеличение $15\times$, николи скрещены.

Санидин вкрапленников имеет следующий химический состав (в вес. %): SiO_2 - 61,92; TiO_2 - 0,13; Al_2O_3 - 17,93; Fe_2O_3 - 2,20; FeO - 0,36; MnO - 0,00; MgO - 0,20; CaO - 0,64; Na_2O - 1,75; K_2O - 11,65; BaO - 2,24; P_2O_5 - 0,00.

Кристаллохимическая формула его такова: $(K_{0,70} Ba_{0,04} Na_{0,16} Ca_{0,03} Mg_{0,01} Fe_{0,01}^{+2} Fe_{0,08}^{+3})_{1,03} Al_{1,00} (Si_{2,94} Ti_{0,01} Al_{0,01})_{2,96} O_8$

Таким образом, санидин пироксен-санидиновых сиенит-порфиров в своем составе содержит 70% ортоклазовой, 16% альбитовой, 4% цельсиановой и 3% аноктитовой молекул.

Т а б л и ц а 4

Оптические свойства вкрапленников санидина
из пироксен-санидиновых сиенит-порфиров

№ шл.	Координаты полюса спайности, в град.			Плюс-кость спайности	Показатели преломления			Угол 2V
	Ng	Nm	Np		Ng	Nm	Np	
113a	90	1	90	010	1,528	1,527	1,524	-32°
116a	90	0	90	010	1,526	1,525	1,521	-21°
238	90	2	89	010	-	-	-	-22°
147	90	0	90	010	1,524	1,523	1,519	-37°

Санидин в основной своей массе образует таблички до 0,2 мм в длину, с простыми двойниками. Он имеет более высокое преломление по сравнению с вкрапленниками, поднимающееся до 1,534 по Ng и относится, вероятно, к натровому санидину.

Моноклинный пироксен образует вкрапленники и отмечен в основной массе. По размеру вкрапленники пироксена значительно меньше санидиновых и не превышают 7-8 мм в длину при ширине 1-2 мм. Они имеют столбчатую форму и часто вытянуты параллельно контактам даек. Вкрапленники пироксена обычно хорошо ограничены, они имеют светло-зеленую, иногда пятнистую окраску. Довольно часто отмечаются зонки роста, отличающиеся по окраске и несколько по оптической ориентировке индикатрисы. Особенно резко выделяется густо-зеленая внешняя кайма. Показатели преломления пироксена вкрапленников колеблются от 1,730 до 1,738 по Ng, от 1,710 до 1,718 по Nm и от 1,700 до 1,710 по Np; угол 2V = 60-70°; угол с Ng = 42-52°. Судя по приведенным константам (Соболев, 1964), пироксен относится к диопсид-геденбергиту с железистостью 42-45%.

Моноклинный пироксен в основной массе образует мелкие столбчатые, игольчатые или неправильные зерна, имеющие густую зеленую окраску, резкий плеохроизм и отрица-

тельное удлинение. Очевидно, он значительно обогащен эггириновой составляющей, также как и зеленая кайма вокруг некоторых вкрапленников диопсид-геденбергита.

Моноклинный пироксен как вкрапленников, так и основной массы часто бывает разложен и замещен частично или полностью карбонатом и лимонитом. Иногда наблюдается развитие по пироксену карбоната и мелкочешуйчатого зеленого биотита, в редких случаях — реакционное замещение вкрапленников моноклинного пироксена бурым биотитом.

Б и о т и т в пироксен-санидиновых сиенит-порфирах присутствует в количестве от 1 до 3,2%. Он образует мелкие неправильные чешуйки бурого цвета и изредка замещает с краев зерна моноклинного пироксена. Биотит имеет очень небольшой ($3-5^{\circ}$) угол оптических осей, преломление его по N_g 1,630 — 1,632, двупреломление 0,045 — 0,050, из этого следует, что железистость биотита около 40–50% (Соболев, 1964).

А п а т и т образует короткостолбчатые, до 1–2 мм в длину, идиоморфные кристаллы. Количество его колеблется в широких пределах — от единичных зерен на шлиф до 5%. Кристаллы апатита значительно крупнее зерен основной массы. Иногда апатит образует включения во вкрапленниках моноклинного пироксена, это свидетельствует о том, что его кристаллизация происходила одновременно с пироксеном.

С ф е н является характерным аксессуарным минералом пироксен-санидиновых сиенит-порфиров. Он образует идиоморфные конвертообразные кристаллы со слабым плеохроизмом в буроватых тонах. Иногда у сфена наблюдаются двойники по (100). В виде включений сфен отмечен во вкрапленниках пироксена, их кристаллизация происходила, вероятно, одновременно.

Ц е о л и т ы встречаются в виде тонкозернистого агрегата в интерстициях между табличками кали-натрового полевого шпата в основной массе. Образовались они, очевидно, по нефелину, который оказался полностью разложенным. В свою очередь по цеолитам часто развивается карбонат.

К а ' л ь ц и т в рассматриваемых породах присутствует всегда и иногда в значительных количествах. Он наблюдается в интерстициях между лейстами кали-натрового полевого шпата, замещает цеолиты и, возможно, нефелин. Кроме того,

кальцит вместе с рудным минералом или зеленым биотитом образует псевдоморфозы по пироксену, а также вместе с цеолитом выполняет редкие миндалины в породе.

Рудный минерал образует многочисленные мелкие зерна или вместе с карбонатом замещает пироксен.

Из аксессуарных минералов, по данным минералогического анализа протолок, ^{*} в пироксен-санидиновых сиенит-порфирах отмечаются кроме вышеупомянутых апатита и сфена флюорит, магнетит, пирит, рутил, анатаз, галенит и изредка розовый гранат.

Наряду с описанными выше пироксен-санидиновыми сиенит-порфирами отмечаются очень похожие на них, но более лейкократовые сиенит-порфиры, в которых вкрапленники представлены лишь одним санидином. Вероятно, они образовались из той же порции магмы, но несколько обедненной феррическими компонентами. В этих породах чрезвычайно разнообразна структура основной массы, обусловленная различными размерами, формой и расположением табличек санидина. Преобладает трахитовая структура с субпараллельным расположением табличек санидина. Иногда наблюдается ортофиновая, бостонитовая и призматически-зернистая структура основной массы.

Пироксен-санидиновые сиенит-порфиры южного дайкового пояса охарактеризованы восьмью силикатными анализами, результаты которых, а также их пересчеты по методу А.Н.Заварицкого, приведены в табл. 5. Все породы рассматриваемой группы имеют близкий состав. Содержание кремнекислоты в них колеблется от 49,56 до 54,23%, сумма закисного и окисного железа составляет 5,22 - 7,31%, из щелочей резко преобладает калий, содержание K_2O достигает иногда 12%. По числовым характеристикам классификации А.Н.Заварицкого почти все породы попадают в группу 17, подгруппу А (слабонасыщенные SiO_2 лейкократовые породы). Средний состав пироксен-санидиновых сиенит-порфиров ближе всего к среднему типу лейцитита Дэли, отличается от него меньшим значением

* Анализы производились в минералогической лаборатории Памирской экспедиции Управления геологии СМ Таджикской ССР минералогом А.С.Ломтевой.

Химический состав пироксен-санидиновых
сиенит-порфиров

Компонент	№ анализа								Сред- нее для группы
	1	2	3	4	5	6	7	8	
SiO_2	53,52	54,23	49,56	54,11	54,23	50,73	53,29	52,35	52,75
TiO_2	0,61	1,29	0,76	0,96	0,95	0,75	0,67	0,88	0,86
Al_2O_3	15,71	13,16	14,40	12,93	13,62	17,41	15,27	16,94	14,93
Fe_2O_3	3,71	4,17	6,14	3,57	3,30	5,74	5,58	6,16	4,80
FeO	1,51	2,19	0,00	1,81	2,30	0,43	0,64	1,15	1,25
MnO	0,08	0,08	0,10	0,11	0,07	0,11	0,15	0,17	0,11
MgO	2,62	3,41	2,29	3,26	3,11	1,38	0,18	0,73	2,12
CaO	5,87	8,68	5,70	8,65	8,51	5,91	5,93	3,87	6,64
Na_2O	1,29	1,72	1,67	1,80	1,72	0,62	2,00	1,28	1,51
K_2O	9,22	7,47	8,28	8,36	8,24	10,85	11,60	12,00	9,50
P_2O_5	0,60	0,92	0,40	0,81	0,89	0,07	0,05	0,12	0,48
BaO	1,07	0,57	-	-	0,55	0,51	-	-	0,68
F	-	-	-	0,43	0,46	0,93	0,85	0,78	0,69
<i>n. n. n.</i>	4,10	2,84	10,30	3,11	2,80	5,58	4,52	3,97	4,65
С у м м а	99,91	100,73	10	99,48	100,29	100,09	99,88		100,28

	№ анализа								Сред- нее для группы
	1	2	3	4	5	6	7	8	

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

<i>s</i>	65,1	63,1	64,2	62,7	63,1	64,6	64,7	64,8	63,8
<i>a</i>	17,2	14,7	17,7	16,2	15,9	18,9	21,6	21,7	18,0
<i>b</i>	15,2	20,7	16,1	20,5	19,8	13,0	13,0	12,1	16,7
<i>c</i>	2,5	1,5	2,0	0,6	1,2	3,5	-0,7	1,4	1,5
<i>Q</i>	-6,7	-4,7	-9,0	-7,6	-6,8	-12,1	-14,5	-15,2	-9,9
<i>f'</i>	32,6	27,9	36,9	24,1	26,2	45,9	38,9	58,8	33,6
<i>m'</i>	31,0	27,9	27,1	27,2	26,9	19,8	2,8	10,3	22,4
<i>c'</i>	36,4	44,2	36,0	48,7	46,9	34,3	58,3	30,9	44,0
<i>n</i>	17,7	25,2	23,6	24,6	23,9	8,0	18,0	14,1	19,2
<i>t</i>	0,9	1,7	1,1	1,3	1,3	1,0	1,0	1,2	1,2
<i>φ</i>	22,0	17,3	36,5	15,4	14,6	41,9	33,3	47,2	25,9
<i>a:c</i>	6,9	9,8	8,8	27,0	13,2	5,4	30,8	15,5	12,0

величины δ и большим S , он также довольно близок к кай-
векиту Маршалла (Заварицкий, 1941).

Псевдолейцитовые тингуаиты

Дайки псевдолейцитовых тингуаитов широко распростра-
нены в южном дайковом поясе, причем по всей его длине
они сохраняют свой характерный облик. Макроскопически
это серая или зеленовато-серая, а в приконтактных част-
тях даек зеленая порфировая порода, состоящая из вкрап-
ленников санидина, пироксена и псевдолейцита в мелкозер-
нистой или стекловатой основной массе (рис. 10).

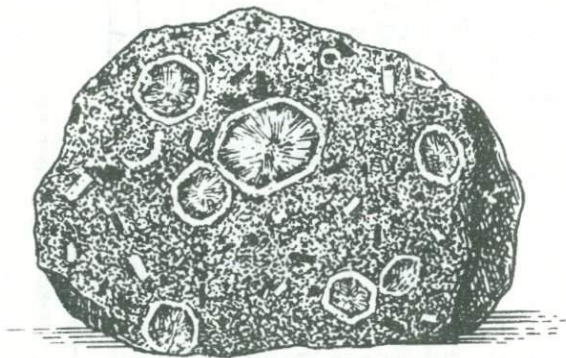


Рис. 10. Псевдолейцитовый тингуаит из
центра дайки. Уменьшено в
1,5 раза.

При микроскопическом изучении среди псевдолейцито-
вых тингуаитов устанавливается две разновидности, между
которыми существуют постепенные переходы - стекловатая
приконтактная порода, содержащая многочисленные мелкие
выделения псевдолейцита и оплавленные вкрапленники са-
нидина, и полнокристаллическая порода с редкими крупными
порфировыми выделениями псевдолейцита, пироксена и са-
нидина в призматически-зернистой основной массе из таб-

личек натрового санидина и столбиков моноклинного пироксена с цеолитами в интерстициях.

Приконтактовую содержащую стекло породу можно по структуре и составу назвать лейцититом. Она имеет порфировую структуру с микроцеляровой структурой основной массы. Редкие вкрапления в ней представлены оплавленными кристаллами совершенно прозрачного санидина и еще более редкими выделениями моноклинного пироксена диопсид-геденбергитового ряда. Основная масса состоит из стекла, иногда слабо раскристаллизованного, и многочисленных полигональных выделений псевдолейцита размером до 0,5 мм (рис. 11).

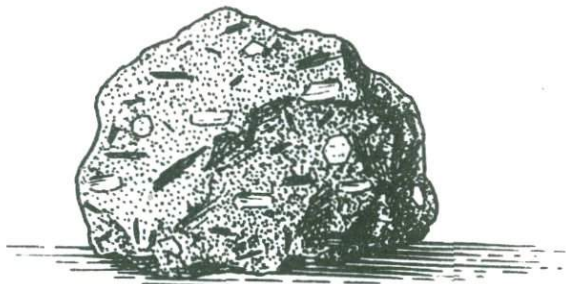
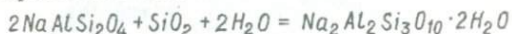


Рис. 11. Псевдолейцитовый тингуаит из приконтактовой части дайки.
Уменьшено в 1,5 раза.

На расстоянии более чем в 2 см от контактов даек основная масса начинает постепенно раскристаллизовываться. В ней появляются тонкие мелкие иголки моноклинного пироксена и единичные неправильные лейсточки кали-натрово-

го полевого шпата. Иголочки пироксена обладают некоторой ориентировкой, параллельной контактам даек. Мелкие псевдолейцитовые выделения теряют свою полигональную форму, оплавляются, становятся круглыми, а еще далее от контакта они постепенно исчезают. При этом вместо стекла наблюдается большое количество лейст кали-натрового полевого шпата, иголочек моноклинного пироксена и цеолитов, выполняющих интерстиции. Очевидно, цеолиты заместили нефелин, который выкристаллизовался из остаточного богатого натрием расплава, обедненного кремнеземом вследствие перитектического растворения ранее выделившегося лейцита. Этот процесс происходил по следующей реакции: $Le + ж \rightarrow K-Na \text{ п.ш.} + Ne$. Последующая цеолитизация нефелина при привносе кремнезема протекала так:



Таким образом, в центральных частях даек псевдолейцитовых тингуаитов основная масса породы оказалась состоящей из табличек санидина, иголочек или неправильных зерен пироксена и цеолитов, заместивших нефелин.

Структура основной массы зависит от формы и взаимного расположения зерен пироксена и полевого шпата. Наблюдается пойкилитовое вращение беспорядочно ориентированных иголочек пироксена в более крупные таблички кали-натрового полевого шпата, радиально-лучистое расположение табличек кали-натрового полевого шпата или пироксена и беспорядочное расположение зерен того и другого минерала. При этом всегда в интерстициях в виде резко ксеноморфных выделений встречаются цеолиты, заместившие нефелин.

К а л и - н а т р о в ы й п о л е в о й ш п а т основной массы образует обычно таблички, но иногда отмечен в виде довольно неправильных зерен. Показатель преломления его значительно выше, чем у вкрапленников санидина, и соответствует показателю преломления наружной каймы этих вкрапленников. Он равен по оси $N_g - 1,530$, $N_m - 1,528$, $N_p - 1,524$. Угол оптических осей примерно около $25-30^\circ$. Малый угол оптических осей и высокое преломление позволяют относить его к натровому санидину.

Моноклинный пироксен основной массы обычно густо окрашен в зеленые и зеленовато-бурые тона. Он имеет отрицательное удлинение и небольшой угол с Np , что указывает на близость его к чистому эггину. Во многих случаях пироксен основной массы оказывается разложенным, замещенным гидроокислами железа и карбонатами.

Цеоли́ты выполняют интерстиции между табличками полевого шпата и образовались, по-видимому, по нефелину. Кроме того, они заместили нефелин псевдолейцита. Цеолиты обычно буроватые, имеют вид лучистых агрегатов и неправильных зерен. Двупреломление их низкое, около 0,003, показатель преломления меньше, чем у канадского бальзама.

Кальцит очень часто присутствует в значительном количестве, развиваясь по цеолитам в основной массе. Он иногда корродирует и кали-натровый полевой шпат, вместе с гидроокислами железа развивается по пироксену.

В приконтактных стекловатых частях даек тингуаитов в виде порфировых выделений наблюдается санидин и изредка моноклинный пироксен. В центральных раскристаллизованных частях, кроме того, появляются крупные порфировые выделения псевдолейцита и значительно более мелкие фенокристаллы сфена и апатита.

Санидин, имеющий вид порфировых выделений, образует крупные, до 10–15 мм по длинной оси и до 5 мм в поперечнике, таблитчатые кристаллы. Даже в штуфах он совершенно прозрачный. Под микроскопом видно зональное строение санидина, особенно резко проявленное в сечении

|| (100). Количество зон достигает 4–5. Границы между ними резкие. В пределах каждой зоны наблюдается постепенное изменение ориентировки индикатрисы, но такое, что внутренние части разных зон имеют одинаковую оптическую ориентировку.

Характерной чертой вкрапленников санидина центральных частей даек псевдолейцитовых тингуаитов является то, что на оплавленное ядро кристалла нарастает внешняя высокопреломляющая кайма. Граница между каймой и центральной частью вкрапленника очень резкая. Отчетливо видно, что перед нарастанием наружной высокопреломляющей каймы произошло оплавление уже существовавших в расплаве кристал-

лов санидина (рис. 12). Кристаллизация наружной каймы вкрапленников происходила одновременно с кристаллизацией основной массы, так как в ней присутствуют включения иголочек пироксена и псевдолейцита. Ширина внешней каймы в различных частях даек различна. В приконтактной части даек эта кайма отсутствует, и мы просто наблюдаем оплавленные интрателлурические вкрапленники санидина. С удалением от контакта ширина каймы с высоким преломлением увеличивается и достигает в центральных частях даек псевдолейцитовых тингуаитов 0,5 мм (рис. 13).

Таким образом, все вкрапленники санидина являются интрателлурическими, выкристаллизовавшимися в более глубокой магматической камере. После внедрения магмы в полости трещин в результате падения давления произошло частичное оплавление вкрапленников, а при понижении температуры на эти оплавленные фенокристаллы выросла кайма калинатрового полевого шпата несколько другого состава с большим показателем преломления.

Оптическую ориентировку санидина измерять довольно трудно. В тех сечениях, где удалось коноскопированием на федоровском столике определить угол $2V$, оказалось, что он колеблется от 20° до 29° . Наружная высокопреломляющая кайма также имеет небольшой санидиновый угол оптических осей. Показатель преломления центральных частей вкрапленников санидина колеблется по оси Ng от 1,526 до 1,529, по оси Np — от 1,520 до $1,523 \pm 0,002$. Показатель преломления санидина каймы по Ng достигает 1,533, по Np — 1,527.

Измерения на дифрактометре показывают моноклинную ориентировку санидина вкрапленников и небольшое (менее 10%) содержание в нем альбитовой составляющей.

Результаты спектрального анализа санидина вкрапленников из псевдолейцитовых тингуаитов показывают, что кроме основных элементов — Si , Al , K , Na , входящих в состав санидина, в нем содержатся в количестве около одного процента — Fe , в десятых долях процента — Ca , Ba , Sr , в сотых — Mg , Ti , в тысячных — Mn , Zr , Pb , Ga и Be .

Моноклинный пироксен, наблюдающийся в виде вкрапленников в псевдолейцитовых тингуаитах, образует столбчатые, почти черные кристаллы до 10 мм в

длину. В шлифах моноклинный пироксен вкрапленников имеет зеленоватую, слабоязвистую окраску с очень слабым плеохроизмом или без него. У вкрапленников часто присутствует густо-зеленая узкая эгириновая кайма. Оптические свойства вкрапленников пироксена таковы: угол $2V = +54 - +60^\circ$, с $N_g = 50^\circ - 54^\circ$. Показатель преломления по оси $N_g = 1,718$, $N_m = 1,701$, $N_p = 1,691$.

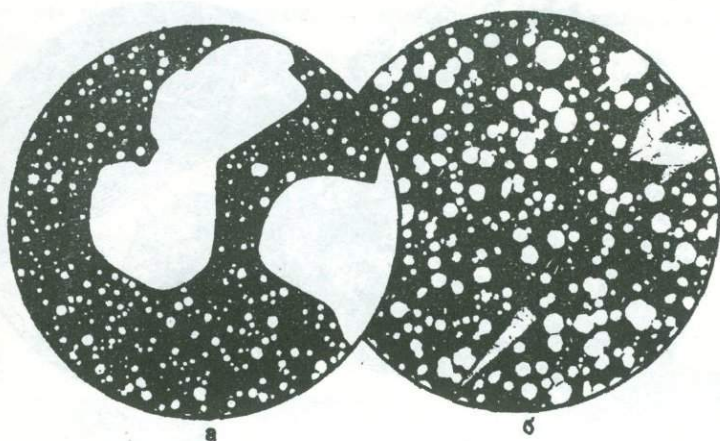
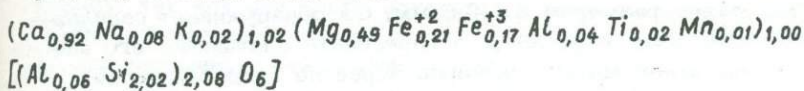


Рис. 12. Псевдолейцитовый тингуаит из приконтактной части дайки: а - оплавленные интракристаллические вкрапленники санидина в породе; б - выделения псевдолейцита и сфена в слабо раскристаллизованном стекле. Увеличение $15\times$, без анализатора.

Химический состав пироксена (в вес. %): $SiO_2 - 51,00$; $TiO_2 - 0,92$, $Al_2O_3 - 2,19$; $Fe_2O_3 - 6,22$; $FeO - 7,18$; $MnO - 0,22$; $MgO - 8,23$; $CaO - 21,87$; $Na_2O - 1,08$; $K_2O - 0,48$; л.п.п. - $0,24$; $P_2O_5 - 0,07$; сумма $99,70$.

Кристаллохимическая формула его, рассчитанная по кислородному методу, следующая:



Присутствие калия и избыток кремнезема в формуле обусловлены, вероятно, наличием мелких включений калийсодержащего силиката. Содержание основных минералов в пироксене, приведенных к 100%, следующее: диопсид - 53%, геденбергит - 23, авгит - 4, эгирин - 8, йохансенит - 1, Ti - минерал - 2, $Ca Fe^{+3}(AlSiO_6)$ - 7% (рис. 13).

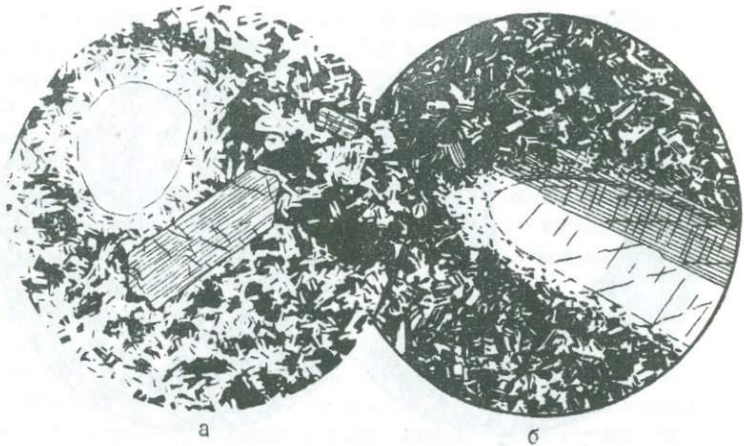


Рис. 13. Псевдолейцитовый тингуаит из центральной части дайки. Видно нарастание натрового санидина на оплавленные интрателлурические вкрапленники санидина. Увеличение $15\times$; а - без анализатора; б - николи скрещены.

В отличие от пироксена вкрапленников пироксен, находящийся в основной массе, образует тонкие игольчатые кристаллы зеленого цвета с ясным плеохроизмом от зеленого до буро-зеленого, с отрицательным удлинением и почти прямым угасанием, минерал определен как эгирин.

Псевдолейцит в приконтактовых стекловатых частях даек образует многочисленные полигональные зерна размером 0,1-0,5 мм. Он обнаруживает радиально-лучистое строение, но определить слагающие его минералы из-за малых размеров зерен не представляется возможным. Псевдолейцит в центральных частях даек об-

разует крупные, до 4 см в поперечнике, кристаллы, имеющие форму тетрагон-триоктаэдров (рис. 14). Размер кристаллов увеличивается к центру даек. Количество вкрапленников псевдолейшита в разных дайках несколько меняется, составляя примерно 10–20% всей массы породы. Уже макроскопически видно неоднородное строение псевдолейцитовых образований. Под микроскопом видно, что псевдоморфозы по лейциту состоят из кали-натрового полевого шпата и цеолитов.

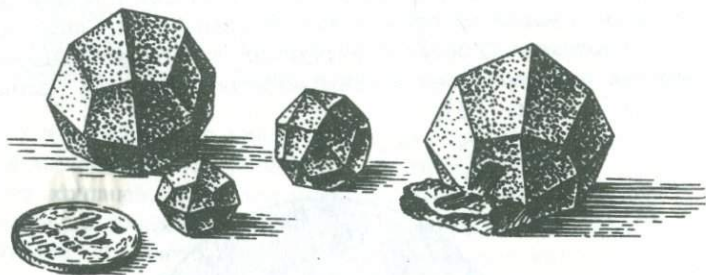


Рис. 14. Кристаллы псевдолейшита из центральной части дайки псевдолейцитового тингуайта. Уменьшено в 1,5 раза.

Как известно, А.Н.Заварицкий (1934) предложил называть псевдолейцитом псевдоморфозы по лейциту из ортоклаза и нефелина, а эпилейцитом – из ортоклаза, мусковита и альбита. Псевдоморфозы по лейциту в большинстве щелочных пород Памира не подходят полностью ни под определение псевдолейшита, ни под определение эпилейшита, в понимании А.Н.Заварицкого, поскольку они состоят из ортоклазов и цеолитов. Цеолиты, очевидно, образовались по нефелину, так как они часто находятся в дактилоскопическом и микрографическом срастании с калишпатом, что характерно для нефелина в псевдолейците. Поэтому, основываясь на структурных взаимоотношениях минералов, псевдоморфозы по лейциту из калишпата и цеолитов также следует называть псевдолейцитом.

В тингуаитах Памира изредка отмечаются разности, в которых лейцит замещен анальцимом, а также разности, где по лейциту образовался настоящий эпидейцит — псевдоморфозы из кали-натрового полевого шпата и мусковита.

В отличие от приконтактовых частей даек, где мелкие псевдолейцитовые образования имеют тонкозернистое строение и сложены неразличимыми зернами кали-натрового полевого шпата и цеолитов, в крупных порфировых выделениях псевдолейцита наблюдаются различные структурные взаимоотношения между полевым шпатом и цеолитами. Выделяются следующие типы структур псевдолейцита.

1. Псевдоморфозы, состоящие из сферолитовых агрегатов кали-натрового полевого шпата и цеолитов. Каждый крупный кристалл лейцита замещается несколькими такими сферолитами, мелкие кристаллы иногда замещаются лишь одним сферолитом. Данный структурный тип псевдолейцита наиболее распространен в приконтактовых частях даек тингуаитов (рис. 15).

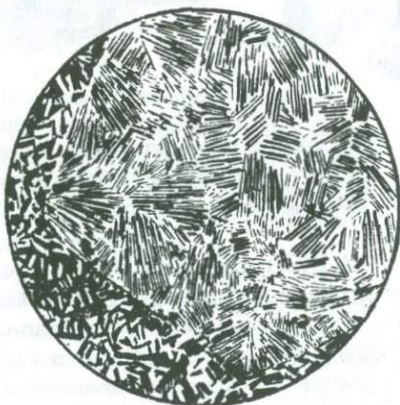


Рис. 15. Внутренняя структура крупного кристалла псевдолейцита. Увеличение 15^x , без анализатора.

2. Псевдоморфозы, выполненные закономерно прорастающими друг друга угловатыми зернами кали-натрового полевого шпата и нефелина, замещенного цеолитами.

3. Псевдоморфозы, состоящие из крупных кристаллов калиевого полевого шпата и крупных выделений цеолитов (натролита, гидронефелина), заместивших нефелин.

4. Псевдолейциты, выполненные одним лишь ортоклазом в виде довольно крупных неправильных зерен.

Последние три типа структур могут наблюдаться в одном выделении псевдолейцита или, по крайней мере, в одном шлифе. Все эти псевдолейцитовые образования имеют кристаллографические формы лейцита, но иногда они приобретают линзовидную или неправильную форму.

Г р а н а т отмечался в нескольких шлифах псевдолейцитовых тингуаитов в виде вкрапленников размером до 3 мм. Не вызывает сомнения тот факт, что кристаллизовался он из расплава. В центральной части зерен гранат имеет густую бурю окраску, что свидетельствует о принадлежности его к титанистой разновидности андрадита. По краям зерен окраска граната более светлая, иногда с зеленоватым оттенком.

С ф е н является наиболее распространенным акцессорным минералом псевдолейцитовых тингуаитов. Он часто образует крупные, до 7 мм в длину, бурые идиоморфные кристаллы. В шлифах сфен слабо-буроватый, заметно плеохроирующий. Он часто находится в виде включений во вкрапленниках псевдолейцита и пироксена, из чего следует, что сфен кристаллизовался одновременно с ними или даже несколько раньше.

А п а т и т также является характерным акцессорным минералом описываемых пород. Он образует короткопризматические, до 1 мм в длину, кристаллы явно магматического происхождения.

Ф л ю о р и т, хотя и наблюдался почти во всех шлифах, присутствует в значительно меньшем количестве, чем сфен и апатит. Он образует бесцветные или слабо-фиолетовые неправильные мелкие зерна.

Минералогический анализ протоколов показывает, что кроме отмеченных выше граната, сфена, апатита и флюорита в псевдолейцитовых тингуаитах присутствует в значительном количестве магнетит, а в единичных зернах рутил, ширкон, пирит, ильменит, касситерит, галенит, барит и арсенопирит.

Химический состав псевдолейцитовых тингуаитов

Компонент	№ анализа					
	9	10	11	12	13	14
SiO_2	53,98	52,59	52,24	52,00	51,69	50,61
TiO_2	0,86	1,26	1,22	1,05	0,72	0,77
Al_2O_3	17,12	15,62	14,61	15,10	15,67	15,36
Fe_2O_3	5,19	5,13	5,14	4,58	4,77	4,89
FeO	0,93	1,69	1,45	1,98	1,85	1,58
MnO	0,07	0,04	0,06	0,16	0,16	0,18
MgO	1,60	1,71	1,37	2,25	1,46	1,16
CaO	3,06	5,16	6,19	5,59	5,80	6,70
K_2O	8,44	8,80	8,90	8,60	7,86	7,76
Na_2O	1,35	2,00	3,10	2,80	2,86	3,20
BaO	0,54	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,10	0,16	0,15	0,14	0,19	0,14
F	0,53	-	-	0,35	0,33	0,06
Собщ.	-	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01
CO_2	-	0,70	1,27	0,61	1,84	1,94
H_2O	3,32	0,82	0,77	-	-	-
n.n.	6,68	5,47	5,55	5,26	6,76	7,56
Сумма	99,92	99,63	99,98	99,51	99,79	99,91

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

s	69,5	65,4	63,2	62,9	64,1	92,9
a	17,0	18,3	20,4	19,5	19,2	19,8
c	4,3	2,1	-0,2	0,9	1,8	1,2
b	9,2	14,2	16,2	16,7	14,9	16,1
q	0,.	-8,2	-14,6	-14,1	-12,0	-15,0
f'	66,1	45,3	37,0	38,2	43,4	39,0
m'	33,1	21,7	15,0	24,0	17,7	13,3
c'	0,8	33,0	48,0	37,8	38,9	47,7
n	19,8	25,6	35,0	33,0	35,6	38,6
t	1,2	1,8	1,7	1,5	1,0	1,1
φ	54,5	33,0	31,0	24,8	29,6	27,5
$a:c$	4,0	8,8	102,0	26,1	10,6	16,5

Компонент	№ анализа								Среднее для группы
	15	16	17	18	19	20	21	22	
SiO_2	52,38	52,64	52,25	51,08	52,84	52,26	54,83	51,13	52,32
TiO_2	1,00	0,68	0,97	1,03	0,92	0,92	0,97	0,85	0,94
Al_2O_3	15,12	15,36	15,50	15,98	15,66	16,87	15,54	18,40	15,89
Fe_2O_3	5,46	4,06	5,62	4,28	4,16	4,66	6,38	3,72	4,86
FeO	1,26	1,36	1,57	2,26	1,75	1,35	1,57	1,80	1,60
MnO	0,18	0,15	0,13	1,07	0,07	0,13	0,13	0,11	0,19
MgO	1,22	0,15	1,57	1,68	1,00	1,39	0,83	1,87	1,40
CaO	6,27	6,02	5,70	6,29	6,38	6,25	4,79	6,05	5,73
K_2O	8,88	11,20	6,78	8,68	8,30	7,53	6,77	8,12	8,33
Na_2O	2,92	2,04	4,31	2,01	4,05	3,23	3,18	2,65	2,84
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,20	0,09	0,12	0,27	0,25	0,17	0,29	0,28	0,18
F	0,34	0,83	-	-	-	-	-	-	0,41
Совм.	0,04	0,01	-	-	-	-	-	-	0,01
CO_2	0,88	3,23	-	-	-	-	-	-	1,50
H_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-
n.n.n.	4,77	5,06	4,80	5,64	3,84	4,90	4,37	4,63	5,38
	100,16	99,20	99,32	100,27	99,22	99,66	99,65	99,61	99,48

Продолжение табл. 6

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

	№ анализа								Среднее для группы
	15	16	17	18	19	20	21	22	
<i>s</i>	63,3	64,7	63,0	63,2	63,0	64,3	66,9	64,0	64,3
<i>a</i>	20,1	14,5	20,2	18,2	21,7	19,4	17,8	19,2	19,6
<i>c</i>	0,9	-0,1	0,8	2,4	0,0	2,3	2,1	3,8	1,6
<i>b</i>	15,7	13,7	16,0	16,2	15,3	14,0	13,2	13,0	14,5
<i>Q</i>	-14,5	7,3	-14,9	-12,4	-17,4	12,5	-3,9	-14,2	-12,2
<i>f'</i>	40,6	36,8	42,0	45,7	35,6	40,6	57,2	41,1	42,5
<i>m'</i>	13,7	6,9	17,4	18,5	11,6	18,2	11,5	26,3	17,5
<i>c'</i>	45,7	56,3	40,6	35,8	2,8	41,2	31,3	32,6	40,0
<i>n</i>	33,3	20,9	47,3	25,8	42,6	39,5	41,9	33,3	34,2
<i>t</i>	1,4	1,0	1,4	1,5	1,2	1,2	1,3	1,2	1,4
<i>φ</i>	30,9	25,8	31,2	24,4	24,0	30,1	44,0	26,3	30,0
<i>a:c</i>	22,3	145,0	25,3	7,6	-	8,5	8,5	5,1	12,2

Псевдолейцитовые тингуаиты охарактеризованы 14 силикатными анализами. Результаты анализов и их пересчеты по методу А.Н.Заварицкого приведены в табл. 6.

Содержание кремнекислоты в породах варьирует в незначительных пределах — от 51,08 до 54,83%, сумма окисного и закисного железа составляет 5,42–7,19%. Из щелочей резко преобладает калий. Содержание K_2O достигает иногда 11,20%. От среднего типа тингуаита Дзели тингуаиты Памира отличаются меньшим содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и особенно Na_2O большим количеством MgO и CaO . Некоторые особенности химизма пород объясняются наложенными изменениями — карбонатизацией и цеолитизацией. В частности, эти процессы вызвали уменьшение общей щелочности пород и увеличение роли Mg и Ca . Резкий недостаток натрия объясняется общим калиевым характером пород, в которых вместо нефелина кристаллизовался другой фельдшпатоид — лейцит.

Микросиениты и бостониты

Микросиениты и бостониты в южном дайковом поясе образуют редкие дайки, тяготеющие к восточной его части. Возрастные взаимоотношения их с псевдолейцитовыми тингуаитами не ясны, но они явно моложе пироксен-санидиновых сиенит-порфиров.

Макроскопически микросиениты и бостониты представляют собой серые или буроватые микрозернистые, обычно пористые породы с шелковистым блеском на изломе. Под микроскопом видно, что окраска пород зависит от степени разложения в них темноцветных минералов. Внешне микросиениты и бостониты не отличаются друг от друга и выделяются при микроскопическом изучении по структуре.

М и к р о с и е н и т ы, переходящие в некоторых случаях в мелкопорфировые сиенит-порфиры, состоят из табличек кали-натрового полевого шпата размером 0,2–0,5 мм в длину при ширине 0,03 мм и небольшого количества эгирина или щелочного амфибола. Структура породы микротрахитовая. Щелочной амфибол образует мелкие столбчатые зерна с отрицательным удлинением. Плеохроизм по Ng — светло-желто-зеленый, по Nm и Np сине-зеленый. Минерал, вероятно, относится к арфведсониту. В некоторых случаях наблюдается амфибол с синими и фиолетовыми цветами плеохро-

изма, с углом $c Ng$, не превышающим 10° , поэтому минерал, скорее всего, является рибекитом.

Кроме указанных минералов в микросиенитах отмечаются многочисленные мельчайшие зерна флюорита, неправильные, бурые с краев зерна рудного минерала и редкие зерна кварца. В некоторых шлифах присутствует заметное количество кальцита, развивающегося по темноцветным минералам и в интерстициях между табличками полевого шпата. В приконтактных частях даек микросиенитов наблюдается значительное количество бурого стекла.

Бостониты под микроскопом обнаруживают типичную бостонитовую структуру, характеризующуюся беспорядочным расположением табличек кали-натрового полевого шпата с зубчатыми границами. Кроме кали-натрового полевого шпата в бостонитах присутствуют многочисленные мелкие зерна рудного минерала и иголки моноклинного пироксена, близкого к эгирину. В данных породах иногда наблюдаются мелкие и редкие порфиновые вкрапленники санидина.

Псевдолейцитовые фергусит-порфиры

В дайках сложного строения в восточной части южного дайкового пояса изредка наблюдались жилки псевдолейцитовых фергусит-порфиров, секущие все остальные породы пояса.

Макроскопически псевдолейцитовые фергусит-порфиры представляют собой зеленую пятнистую породу с многочисленными белыми выделениями псевдолейцита и разложенными вкрапленниками пироксена в микрозернистой основной массе. Под микроскопом видно, что порода имеет порфировую структуру с микрозернистой основной массой. Порфиновые выделения представлены пироксеном и многочисленными выделениями псевдолейцита.

П с е в д о л е й ц и т состоит из мелких сферолитов кали-натрового полевого и цеолитов по нефелину. Иногда вместо цеолитов по нефелину развивается микрочешуйчатый слюдястый агрегат. Размер выделений псевдолейцита 0,5–3 мм в поперечнике. Они составляют около 30% породы.

П и р о к с е н, образующий редкие вкрапленники, почти полностью разложен и замещен карбонатно-рудными псевдоморфозами. Судя по реликтам зерен, это пироксен ряда диопсид-геденбергита.

Основная масса породы состоит из мелких табличек кали-натрового полевого шпата, разложившего пироксена, рудного и карбоната. Она несколько напоминает основную массу тингуаитов. От последних псевдолейцитовые фергусит-порфиры отличаются большей меланократовостью и наличием значительного количества порфировых выделений псевдолейцита.

* * *

Анализируя все вышеизложенное по петрографии пород южного дайкового пояса, можно заметить, что фергусит-порфиры по составу, структуре и минералогическим особенностям значительно отличаются от остальных пород пояса, которые характеризуются наличием интрателлурических вкрапленников санидина и значительно меньшей меланократовостью. Причем количество вкрапленников уменьшается от ранних фаз к поздним, одновременно состав пироксена при этом изменяется от диопсид-геденбергита до почти чистого эгирина. Все это объясняется, на наш взгляд, последовательным внедрением калиевой щелочной магмы из одного промежуточного очага, в котором уже началась кристаллизация санидина. Являясь более легким, санидин скопился в верхней части магматической камеры, первые порции магмы выносили большое количество его интрателлурических вкрапленников. В дальнейшем интродировал более близкий к эвтектике остаточный расплав, давший микросиениты и бостониты. Фергусит-порфиры же образовались из другого, более глубоко расположенного очага одновременно с фергуситами и фергусит-порфирами трубок взрыва.

Северный дайковый пояс

Сиенит-порфиры

Сиенит-порфиры отмечаются в приконтактных частях, многих даек и к центру их переходят в сиениты.

Структура пород порфировая, структура основной массы пойкилитовая или же призматически зернистая. Вкрапленники составляют около 20% породы. Они представлены моноклинным пироксеном, амфиболом, биотитом и кали-натровым полевым шпатом. Основная масса состоит из нелгавильных,

реже таблитчатых зерен кали-натрового полевого шпата. В приконтактных закаленных частях даек порфиновые выделения представлены исключительно цветными минералами, порода становится переходной к лампрофиру.

Моноклинный пироксен слагает от 5 до 15% породы. Он обычно наблюдается в виде вкрапленников, в значительной мере замещенных амфиболом или биотитом. Мелкие зерна пироксена, находящиеся в основной массе, оказываются включенными в более крупные кристаллы кали-натрового полевого шпата.

Амфибол также присутствует в количестве от 5 до 15%. Он образует длиннопризматические кристаллы и очень часто полные или частичные псевдоморфозы по вкрапленникам моноклинного пироксена. Окраска амфибола зеленая, плеохроизм — от буро-зеленого до синевато-зеленого. Угол с Ng около 20° .

Биотит образует обычно несколько менее крупные вкрапленники, чем амфибол и пироксен. Его количество в породе изменяется от 8 до 12%. Идиоморфные таблички биотита окрашены в оранжево-бурые тона и имеют всегда зональное строение. Обычно центр кристаллов более светлый, хотя иногда наблюдаются и обратные взаимоотношения. Мелкие чешуйки биотита присутствуют и в основной массе, причем они, как и пироксен и амфибол, образуют пойкилитовые включения в кали-натровом полевоом шпате.

Кали-натровый полевой шпат редко образует вкрапленники. Он присутствует обычно лишь в основной массе и слагает до 70% породы. Зерна кали-натрового полевого шпата имеют неправильную, изометричную, реже таблитчатую форму, размер от 0,2 до 0,8 мм. Цветные минералы образуют в нем многочисленные пойкилитовые включения, это свидетельствует о том, что кали-натровый полевой шпат кристаллизовался позже пироксена, амфибола и биотита. Оптические свойства полевого шпата приведены в табл. 7.

Кварц присутствует в рассматриваемых породах в небольшом количестве, обычно не превышающем 1-2%. Он находится в интерстициях между зернами других минералов и кристаллизовался, по-видимому, последним.

Патит является основным аксессуарным минералом сиенит-порфиров. Его количество в породе достигает иногда 2%. Он образует довольно крупные, до 1 мм в длину, призматические кристаллы, реже более мелкие зерна.

Т а б л и ц а 7

Результаты замеров K-Na полевых шпатов из пород северного дайкового пояса на столике Фёдорова

№ п.п.	№ шлифа	Порода	Координаты P(001)			Координаты P(010)			Угол 2V	Оптическая триклинность Δ_0	Минерал
			Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np			
1	65 ^B	Биотит-амфи- боловый сиенит	90	5	88				-50	0,0	Высокий ортоклаз
2	65	То же	84	7	85				-54	0,65	Высокий триклинный ортоклаз
3	65	"	84	8	87				-60	0,65	То же
4	65 ^B	Пироксен-биотит-амфиболовый сиенит	88	8	86				-52	0,25	"
5	68 ^B	Кварцевый сиенит-порфир	90	9	84	3	90	90	-65	0,1	Промежуточный ортоклаз
6	68 ^B	То же	85	8	84				-62	0,55	Промежуточный триклинный ортоклаз
7	68 ^B	"	90	8	80				-65	0,0	Промежуточный ортоклаз
8	78 ^B	Кварцевый сиенит	87	8	88				-60	0,35	Высокий триклинный ортоклаз

С ф е н также главнейший аксессуарный минерал, отмечен во всех шлифах сиенит-порфиров в значительном количестве, присутствует в виде мелких, 0,1-0,2 мм в поперечнике, ромбовидных в сечении кристаллов.

Кроме апатита и сфена в сиенит-порфирах установлены циркон, монацит, рудный минерал. Вторичные и наложенные минералы представлены кальцитом, флюоритом, альбитом и хлоритом.

Сиениты

Сиениты слагают центральные части многих даек северного дайкового пояса. Макроскопически это зеленоватые, среднезернистые и крупнозернистые породы, часто с пойкилитовой структурой, обусловленной наличием в крупных табличках кали-натрового полевого шпата включений цветных минералов. Под микроскопом кроме пойкилитовой структуры устанавливается иногда призматически-зернистая и гипидиоморфно-зернистая структура. Цветные минералы представлены моноклинным пироксеном, амфиболом и биотитом, присутствующими в изменяющихся количествах. В некоторых дайках сиениты содержат небольшое количество кварца.

К а л и - н а т р о в ы й п о л е в о й ш п а т слагает от 60 до 70% породы. Он образует неправильные, реже таблитчатые зерна, с редкими простыми двойниками. Обычно свежий или слабо пелитизирован, часто содержит пойкилитовые включения цветных минералов. Оптические свойства его приведены в табл. 7.

М о н о к л и н н ы й п и р о к с е н образует столбчатые, иногда игольчатые кристаллы, замещаемые зеленым амфиболом. Он бесцветный или имеет слабо-розоватую окраску.

А м ф и б о л представлен зеленой роговой обманкой, плеохроирующей от буровато-зеленого до сине-зеленого цвета. Амфибол очень часто развивается по кристаллам пироксена, образуя иногда полные псевдоморфозы.

Б и о т и т наблюдается в виде идиоморфных чешуек, обладающих зональным строением. Центральные части этих чешуек более светлые, чем края. Преломление его по N_g колеблется от 1,628 до 1,645.

Химический состав пород северного дайкового пояса

Компо- нент	№ анализа					
	23	24	25	26	27	28
SiO_2	57,54	59,10	61,54	66,04	57,72	54,96
TiO_2	1,57	1,13	1,15	0,50	1,23	1,54
Al_2O_3	12,85	14,42	14,82	13,38	14,04	12,96
Fe_2O_3	3,54	2,55	2,13	0,77	3,36	2,95
FeO	3,38	1,94	2,12	5,36	1,80	1,94
MnO	0,06	0,04	0,06	0,10	0,05	0,10
MgO	3,60	2,19	1,75	2,44	2,80	3,25
CaO	4,25	5,26	3,67	4,16	4,94	7,04
K_2O	9,60	8,74	8,74	3,84	10,24	10,24
Na_2O	1,16	1,21	1,48	2,72	1,13	1,13
BaO	-	0,45	0,47	-	0,45	0,45
P_2O_5	0,22	0,60	0,48	0,15	0,73	2,80
F	-	0,48	0,45	-	0,35	0,60
Совщ.	0,01	-	-	0,00	-	-
CO_2	1,00	-	-	0,16	-	-
H_2O	0,35	0,12	0,18	0,11	0,00	0,04
п.п.п.	1,74	2,38	1,22	0,40	1,98	0,70
С у м м а	99,51	100,01	99,63	99,86	100,47	100,06

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

s	66,1	69,8	72,3	74,0	67,2	64,2
a	16,4	15,6	16,1	11,2	17,4	17,3
c	0,3	2,1	2,1	3,2	1,0	0,1
b	17,2	12,5	9,5	11,6	14,4	18,4
q	-0,9	16,3	10,3	22,4	-1,4	-6,4
f'	35,9	33,2	40,4	49,7	31,9	23,7
m'	35,0	30,9	32,4	34,7	32,8	29,8
c'	28,1	35,9	27,2	15,6	35,2	46,5
n	15,7	17,0	20,7	52,4	14,2	14,3
t	2,0	1,4	1,4	0,5	1,5	2,4
φ	17,4	17,4	19,1	57,8	20,0	13,4
$a:c$	5,5	7,4	7,7	3,7	17,4	173,0

Продолжение табл. 8

Компо- нент	№ анализа						Среднее для группы
	29	30	31	32	33	34	
SiO_2	53,22	54,72	62,72	66,85	56,01	56,44	58,90
TiO_2	1,46	1,46	1,35	0,90	1,92	1,30	1,29
Al_2O_3	12,96	14,82	13,19	14,94	12,02	13,59	13,67
Fe_2O_3	3,51	1,74	2,22	0,86	2,47	0,99	2,26
FeO	2,30	1,65	2,42	2,26	2,16	3,13	2,54
MnO	0,09	0,08	0,09	0,07	0,10	0,08	0,08
MgO	4,35	3,90	2,0	1,03	3,21	3,55	2,84
CaO	3,28	6,75	3,73	2,82	6,14	9,42	5,51
K_2O	8,50	9,64	9,08	6,00	10,00	8,19	8,57
Na_2O	1,52	2,02	2,20	3,40	1,88	1,73	1,80
BaO	0,65	0,39	-	-	0,43	-	0,47
P_2O_5	1,80	1,80	0,49	0,25	0,91	1,10	0,94
F	0,55	0,50	-	0,18	0,83	-	0,49
<i>Совщ.</i>	-	-	0,01	0,00	0,01	-	0,01
CO_2	-	-	0,06	0,00	1,49	-	0,54
H_2O	0,00	0,00	0,06	-	-	0,22	
<i>п.п.</i>	2,30	1,50	0,76	0,40	2,52	0,52	1,37
Сумма	100,94	100,47	100,25	99,78	99,77	100,04	100,24

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

<i>s</i>	61,5	63,5	71,1	75,9	66,2	63,8	68,0
<i>a</i>	15,7	18,5	17,3	16,1	16,3	15,3	16,3
<i>c</i>	0,8	0,7	-0,2	1,8	-2,6	1,2	0,9
<i>b</i>	22,1	17,3	11,4	6,2	14,9	19,7	14,8
<i>Q</i>	-8,3	-10,7	7,4	17,8	-2,8	-4,2	2,5
<i>f'</i>	23,5	18,2	34,1	47,8	12,1	19,0	29,4
<i>m'</i>	33,5	38,3	29,4	27,2	36,7	30,0	32,1
<i>c'</i>	43,0	43,5	36,5	25,0	51,2	51,0	38,5
<i>n</i>	21,4	24,0	27,1	46,2	10,1	24,0	24,3
<i>t</i>	2,1	1,9	1,6	0,9	2,5	1,7	1,6
φ	13,5	8,7	16,5	11,9	0,0	4,1	12,8
<i>a:c</i>	19,6	26,4	86,5	8,9	6,2	1,3	18,8

Кварц, присутствующий в некоторых шлифах, резко ксеноморфен по отношению ко всем остальным минералам. Он наблюдается в интерстициях между зернами калии-натрового полевого шпата.

Аксессорные минералы в сиенитах те же, что и в сиенит-порфирах. Это апатит, образующий многочисленные длинно-призматические кристаллы, до 1 мм в наибольшем измерении, сфен, наблюдающийся в виде ромбовидных многочисленных зерен, циркон, отмечающийся в редких случаях. Наложенная минерализация представлена флюоритом, кальцитом и альбитом.

Минетты

В некоторых дайках идиоморфизм темноцветных и их количество резко возрастает. Такие породы следует относить к минетта и минетта-вогизитам. Порфиновые выделения в них представлены биотитом, амфиболом и моноклинным пироксеном. Основная масса породы состоит из таблитчатых или неправильных мелких зерен калии-натрового полевого шпата, иголок пироксена, амфибола и чешуек биотита. Аксесорные минералы представлены апатитом, сфеном и рудным. Характер минералов тот же, что и в сиенитах и сиенит-порфирах.

Химический состав пород северного дайкового пояса (табл. 8) показывает довольно широкий диапазон колебаний кремнезема (от 54,72 до 66,85%). Из щелочей резко преобладает калий и присутствует значительное количество бария, что указывает на принадлежность пород к тому же калиевому комплексу. По химизму породы северного дайкового пояса соответствуют сиенитам, банакитам, акеритам, слюдяным андезитам, отличаясь от них меньшим значением коэффициента C и n .

2. Породы трубок взрыва, неков и сопровождающих их даек

Мелкие тела щелочных пород – трубки взрыва, неки и сопровождающие их дайки, приуроченные к региональному разлому, разделяющему зоны Центрального и Юго-Восточного Памира, несмотря на их большое число, сложены совершенно одинаковыми разностями. Петрографическая характеристика этих пород дается в порядке последовательности их формирования.

Первыми по времени образования являются пироксен-санидиновые сиенит-порфиры. Они наблюдаются или в виде ксенолитов в породах следующей фазы, или слагают часть изометричных в плане мелких тел и отдельные дайки. Данные породы совершенно аналогичны пироксен-санидиновым сиенит-порфирам южного дайкового пояса.

После пироксен-санидиновых сиенит-порфиров сформировались фергуситы и фергусит-порфиры, слагающие подавляющую массу тел. Среди них отмечаются очень интересные редкие разновидности с неизменным лейцитом.

В некоторых трубках взрыва после фергусит-порфиров образовались более лейкократовые псевдолейцитовые сиенит-порфиры, а также туфы фергусит-порфиров, заполнившие пробитый газами узкий канал.

Пироксен-санидиновые сиенит-порфиры

Макроскопически пироксен-санидиновые сиенит-порфиры представляют собой серую с желтоватым, буроватым или зеленоватым оттенком порфировую породу, состоящую из многочисленных, обычно ориентированных субпараллельно табличек полупрозрачного кали-натрового полевого шпата размером 2x5x20 мм и более мелких столбчатых кристаллов темно-зеленого пироксена в микрозернистой, часто пористой основной массе.

Под микроскопом видно, что пироксен-санидиновые сиенит-порфиры обладают либо гипидиоморфно-зернистой основной массой, состоящей из беспорядочно расположенных лейт кали-натрового полевого шпата, мелких зерен пироксена и цеолитов в интерстициях, либо микротрахитовой основной массой, состоящей из табличатых зерен кали-натрового полевого шпата, ориентированных субпараллельно, и бурого рудного вещества между ними. Первые породы по структуре и составу несколько напоминают уже описанные выше тингуаиты.

Вкрапленники составляют 40-45% от всей массы породы и представлены прозрачным санидином и зеленым моноклинным пироксеном.

С а н и д и н. во вкрапленниках обычно абсолютно прозрачный и свежий. Часто он имеет зональное строение. Зонки тонкие, имеют резкие границы и отличаются по показателю

преломления. Самая наружная зона имеет значительно более высокое преломление (табл. 9), что объясняется, вероятно, более натровым характером минерала.

Т а б л и ц а 9

Оптические свойства санидина пироксен-санидиновых сиенит-порфиров трубок взрыва

№ п.п.	№ шлифа	Показатели преломления			Угол $2V$	Примечание
		N_g	N_m	N_p		
1	174-а	1,534	1,532	1,525	36°	Наружная часть
2	179-б	1,528	1,526	1,522	38°	Центр
3	196	1,529	1,528	1,522	27°	"

В основной массе кали-натровый полевой шпат образует мелкие лейстовидные зерна, часто с простыми двойниками. Показатель преломления его по N_g соответствует канадскому бальзаму. Лейсты кали-натрового полевого шпата располагаются беспорядочно или ориентированы субпараллельно.

Моноклинный пироксен часто бывает полностью разложен и замещен агрегатом рудного и карбоната. В наименее измененных породах видно, что моноклинный пироксен образует вкрапленники и наблюдается в основной массе.

Вкрапленники пироксена имеют размер 0,5–2 мм в длину и столбчатый габитус, причем грани призмы обычно хорошо развиты, а грани пинаклов есть не всегда. Более мелкие вкрапленники имеют более высокое двупреломление. Часто у пироксена наблюдается тонкая зональность. Зонки обладают несколько отличающейся оптической ориентировкой и различной по интенсивности зеленой окраской.

Показатель преломления пироксена по оси $N_g = 1,728-1,730$, $N_m = 1,712-1,715$, $N_p = 1,700-1,703$. Двупреломление 0,027–0,030. Угол $2V$ от $+62^\circ$ до $+66^\circ$, угол с $N_g = 50^\circ$. Учитывая приведенные константы, пироксен вкрапленников можно считать диопсидом с 38% геденбергитовой и с 6% эгириновой составляющими.

В основной массе пироксен более густо окрашен. Он образует мелкие, 0,01-0,05 мм в длину, вытянутые зерна, плеохроирующие от зеленовато-желтого до густо-зеленого. Удлинение его отрицательно, угол с $Np = 3-6^\circ$. Судя по этим свойствам, его следует считать эгирином. Эгирий часто замещается карбонатами и рудными минералами.

Кроме вкрапленников санидина и пироксена в породе встречаются редкие вкрапленники буроватого сфена и апатита. Апатит образует короткостолбчатые кристаллы, слегка замутненные, содержащие мельчайшие иголки пироксена.

В основной массе в интерстициях между лейстами кали-натрового полевого шпата иногда присутствуют цеолиты и почти всегда кальцит. Цеолиты очень слабо двупреломляют и образуют микрозернистый агрегат.

Анализ искусственного шлиха, полученного при дроблении и промывке пироксен-санидиновых порфиров показывает, что в них присутствует в аксессуарных количествах магнетит, ильменит, рутил, сфен, образующий светло-коричневые кристаллы с мелкими игольчатыми включениями пироксена, эвдиалит (?), наблюдающийся в виде розовых прозрачных обломков со стекляннм блеском, и апатит, слагающий полностью немагнитную тяжелую фракцию и образующий белые полупрозрачные призматические кристаллы.

По пироксен-санидиновым сиенит-порфирам трубок взрыва мы располагаем пятью химическими анализами, результаты которых приведены в табл. 10. По химическому составу породы совершенно аналогичны пироксен-санидиновым сиенит-порфирам южного дайкового пояса. По структурным и минералогическим особенностям они также не различимы. Очевидно, пироксен-санидиновые сиенит-порфиры и трубок взрыва, и южного дайкового пояса образовались одновременно из одной порции магмы.

Фергусит-порфиры

Фергусит-порфирами сложена большая часть рассматриваемых тел. Некоторые из этих массивов сложены ими целиком, в остальных они отмечаются наряду с другими породами. Фергусит-порфиры образуют также и редкие дайки, отходящие от трубок взрыва и некков. Они прорывают пироксен-санидиновые сиенит-порфиры и содержат их ксенолиты.

Химический состав пироксен-санидиновых
сиенит-порфиров из трубок взрыва и некков

Компо- нент	№ анализа					Среднее для группы
	35	36	37	38	39	
SiO_2	52,02	54,91	53,14	53,07	54,86	53,60
TiO_2	0,86	0,77	1,01	0,61	0,81	0,81
Al_2O_3	12,95	15,22	16,05	13,19	13,18	14,11
Fe_2O_3	4,77	3,79	3,58	4,56	3,42	4,02
FeO	1,22	1,80	1,54	1,29	2,59	1,49
MnO	0,07	0,08	0,10	0,08	0,12	0,09
MgO	1,53	1,07	1,04	3,34	2,76	1,95
CaO	7,59	4,67	6,02	8,73	8,82	7,17
K_2O	9,28	10,36	8,80	7,64	8,18	8,85
Na_2O	1,55	1,55	2,23	1,48	1,60	1,68
BaO	0,81	0,78	-	0,98	-	0,86
P_2O_5	0,80	0,47	0,12	0,98	0,81	0,64
F	0,48	0,25	-	-	0,13	0,29
<i>Sовщ</i>	-	-	0,00	-	-	-
CO_2	-	-	1,50	-	0,44	-
H_2O	0,42	0,32	1,00	-	-	-
<i>п. п. п.</i>	6,52	4,86	6,61	3,91	2,85	4,95
Сумма	99,97	100,33	100,24	99,86	100,00	100,22

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

<i>s</i>	63,5	67,0	66,4	63,0	63,5	64,6
<i>a</i>	18,0	19,4	18,9	14,9	15,6	17,3
<i>c</i>	0,2	1,1	2,1	1,6	1,1	1,2
<i>b</i>	18,3	12,5	12,6	20,5	19,8	16,9
<i>q</i>	-11,2	-5,9	-7,1	-5,4	-5,3	-6,6
<i>f'</i>	30,5	42,8	39,8	26,1	27,4	30,6
<i>m'</i>	15,0	15,0	14,6	28,4	23,7	20,2
<i>c'</i>	54,5	42,2	45,6	45,5	48,9	49,2
<i>n</i>	20,1	18,6	27,3	22,7	23,0	21,4
<i>t</i>	1,3	1,1	1,4	0,9	1,1	1,1
<i>φ</i>	23,3	27,7	26,9	19,5	14,5	21,2
<i>a:c</i>	90,0	17,7	9,0	9,3	15,0	14,4

В трубках взрыва, жерловинах и necks, сложенных фергусит-порфирами, содержится большое количество ксенолитов различных пород, включая глубоко метаморфизованные образования типа эклогитов. Количество ксенолитов в некоторых телах, как, например, в трубке нижней части правой составляющей р. Агаджан, очень большое, и порода приобретает вид эруптивной брекчии, в которой ксенолиты составляют около половины всей массы породы. В таких породах цементирующий магматический материал в результате некоторой ассимиляции ксенолитов становится более кислым, и в нем иногда наряду с порфировыми выделениями пироксена и псевдолейцита появляется санидин.

Лейцит в фергусит-порфирах обычно превращен в псевдолейцит и лишь в трех, наиболее северо-западных, телах он неизмененный. С пород, содержащих неизмененный лейцит, и начнем описание фергусит-порфиров.

Фергусит-порфиры с неизмененным лейцитом состоят из вкрапленников, составляющих 50-60% породы, и основной массы. Вкрапленники представлены в основном лейцитом и в меньшем количестве моноклинным пироксеном. Кроме того, присутствуют вкрапленники темно-бурого биотита и апатита. Состав породы, по данным подсчета на интеграционном столике, приведен в таблице.

Т а б л и ц а 11

Количественно-минералогический состав лейцитовых фергусит-порфиров

№ шлифа	Содержание компонентов (в объемных процентах)					Основная масса
	Вкрапленники					
	Лейцит	Пироксен	Биотит	Апатит		
195	34,7	27,3	3,4	2,7	31,8	
195-в	36,3	20,5	1,6	3,4	38,2	

Структура пород порфировая, структура основной массы микрозернистая.

Лейцит образует полигональные или округлые кристаллы размером 0,5-8 мм. Иногда наблюдаются сростки из нескольких таких кристаллов. Лейцит не содержит вклю-

чений других минералов, что обычно для него характерно, за исключением единичных мелких зерен пироксена. В большинстве случаев у него отчетливо проявлено полисинтетическое двойникование. В разных частях кристалла лейцита направление двойниковых полос различное (рис. 16). Кроме обычного полисинтетического двойникования наблюдаются секториальные тройники. Показатель преломления лейцита по $N_g = 1,511$, по $N_p = 1,508$. У него отмечены характерные концентрические трещины, по которым интенсивно развивается карбонат. В некоторых случаях в наиболее карбонатизированных породах кристаллы лейцита оказываются полностью замещенными несколькими крупными кристаллами кальцита. Однако более характерно для данных пород замещение лейцита цеолитами. Цеолиты развиваются по всей массе зерна. Прослеживаются все стадии замещения лейцита цеолитами. Замещение начинается с краев, а затем пластинчатые мелкие зерна цеолита появляются и в других местах кристаллов лейцита, образуя неправильные скопления, зоны и полосы, между которыми видны участки неизмененного лейцита. В некоторых случаях наступает полное замещение лейцита цеолитами. Цеолит имеет показатель преломления по оси $N_g = 1,494$, по оси $N_p = 1,483$ и прямое угасание, что свидетельствует о принадлежности его к натролиту.

Вместе с этим цеолитом почти всегда присутствует другой минерал, образующий мельчайшие изометричные низкодвуупреломляющие или изотропные зерна с показателем преломления около 1,510. Возможно, что это гаюин. Иногда помимо замещения цеолитами кристаллы лейцита с краев замещаются кали-натровым полевым шпатом.

Все эти замещения совершенно отличны от псевдолейцитового распада и происходят, вероятно, принципиально в иных условиях и вызваны другими причинами. Как нам кажется, эти изменения лейцита происходят при низкотемпературных условиях, в отличие от высокотемпературного псевдолейцитового распада.

Моноклинный пироксен образует столбчатые идиоморфные вкрапленники 0,5–1 мм в длину, а иногда и больше. Количество вкрапленников пироксена в породе достигает 30–35%. Пироксен имеет светло-зеленую, иногда неравномерную по сечению кристаллов окраску.

Часто наблюдается более густо окрашенная наружная кайма. Зато оптически все кристаллы пироксена имеют отчетливую зональность роста. Зоны роста иногда довольно многочисленны, но изменение ориентировки оптической индикатрисы в них невелико. Если кайма густо окрашена, то в ней оказываются включения мельчайших изометричных зерен рудного минерала. Такие же зерна рудного рассеяны в основной массе породы. Исходя из этого, следует заключить, что кайма образовалась в уже затвердевшей породе и развивалась метасоматически. Однако мощность такой каймы менее 0,05 мм.



Рис. 16. Полисинтетические двойники у лейцита из фергусит-порфиров. Увеличение $15\times$, николи скрещены.

В некоторых случаях в центральной части кристаллов пироксенов находятся округлые и неправильные пустотки или включения основной массы породы. Из других включений наблюдается один лишь апатит, причем довольно часто. Таким образом, апатит начал кристаллизоваться раньше пироксена, а рудный минерал позже него.

Оптические свойства пироксена довольно постоянны во всех шлифах из данных пород: угол $2V$ — от $+56^\circ$ до $+66^\circ$, с N_g — от 44° до 50° , $N_g = 1,723$, $N_m = 1,708$,

$N_p = 1,698$. По уточненной В.П.Костюком диаграмме (1964), пироксен с такими свойствами содержит 55–60% диоксида, 30–40% геденбергита и 2–10% эгирина.

Количество эгириновой составляющей весьма незначительное в центре, повышается в краевых частях кристаллов пироксена. Зональность его не связана с изменением угла $2V$. Угол оптических осей остается постоянным во всех частях зонального кристалла, но при переходе из одной зоны в другую оптическая индикатриса поворачивается вокруг оси Nm на некоторый угол, достигающий иногда $5-7^\circ$.

Б и о т и т также образует вкрапленники, но размер их значительно меньше, всего $0,1-0,2$ мм. Кроме того, биотит присутствует в основной массе. Вкрапленники биотита составляют около 5% породы. Они обычно хорошо образованы и часто имеют зональное строение: ядро бывает темным, с густыми цветами плеохроизма, кайма светлая. Преломление ядра отчетливо больше преломления каймы. В некоторых случаях в биотите видна сагинитовая решетка рутила. В несколько измененных разностях в густо окращенном ядре вкрапленников биотита видны многочисленные мелкие зерна рудного. При этом биотит становится более светлым. В нем иногда наблюдаются мелкие включения апатита. Замеры в иммерсионных жидкостях дают следующие показатели преломления для биотита: в центре $Nm = 1,638$, по краям $Nm = 1,620$, что отвечает соответственно 45-50% и 30-35% железистости по В.С.Соболеву (1954).

А п а т и т слагает до 4% породы. Он образует довольно многочисленные идиоморфные призматические кристаллы $0,1-0,2$ мм в поперечнике. Апатит наблюдается также в виде включений в пироксене, реже в биотите.

Основная масса лейцитовых фергусит-порфиоров микрозернистая или даже стекловатая. При больших увеличениях и в наиболее хорошо раскристаллизованных разностях видно, что она состоит из чешуек коричневой слюды - 30%, лейцита - 20%, минерала, похожего на K-Na полевой шпат - 20%, зеленого моноклинного пироксена, близкого к эгирину - 10%, карбонатов - 10% и рудного - 10%.

Анализ искусственных шлихов (протолочек) из лейцитовых фергусит-порфиоров показывает, что из аксессуарных минералов в них присутствует магнетит, гематит, сфен желтого цвета, апатит в виде прозрачных призм и барит.

Фергусит-порфиры с псевдолейцитом отмечаются во всех остальных мелких телах и трубках взрыва, приуроченных к региональному разлому. Макроскопически это

зеленоватые пятнистые породы, состоящие из многочисленных округлых выделений светлого псевдолейцита размером 3-10 мм и столбиков темно-зеленого пироксена в микрозернистой зеленовато-серой основной массе. Выделения псевдолейцита состоят из зернистого агрегата нескольких минералов.

При микроскопическом изучении пород устанавливается в общем тот же минеральный их состав, что и в лейцитовых фергусит-порфирах, но вместо лейцита наблюдаются псевдоморфы по нему. Кроме псевдолейцита в виде вкрапленников в породе присутствует моноклинный пироксен и изредка биотит и кали-натровый полевой шпат.

Процентное содержание минералов в данных породах приведено в табл. 12.

Т а б л и ц а 12

Минеральный состав псевдолейцитовых фергусит-порфиров

№ шлифа	Содержание компонентов (в объемных процентах)					
	Псевдо-лейцит	Моноклин-ный пироксен	Био-тит	Апатит	К- Na полевой шпат	Основная масса
179-г	27,2	17,1	0,9	2,5	2,1	50,2
186	36,4	28,2	0,1	3,2	-	32,0
195-г	32,6	15,5	2,8	4,6	-	44,4

Количество вкрапленников колеблется от 50 до 66% от всей массы породы, причем псевдолейцит преобладает над пироксеном.

П с е в д о л е й ц и т наблюдается в виде округлых или полигональных выделений размером 1-10 мм и слагает от 30 до 40% всей массы породы. Он сложен кали-натровым полевым шпатом и цеолитами. Последние, судя по закономерным срастаниям (дактилоскопическим и микрографическим) с кали-натровым полевым шпатом, заменили нефелин, образовавшийся при распаде лейцита (рис. 17).

М о н о к л и н н ы й п и р о к с е н образует столбчатые зеленые вкрапленники и мелкие зерна в ос-

новой массе. Состав и свойства пироксена такие же как и у пироксена фергусит-порфиров с неизменным лейцитом. Это пироксен диопсид-геденбергитового ряда с небольшим содержанием эгириновой составляющей. Часто он бывает замещен агрегатом карбонатов и рудных минералов.

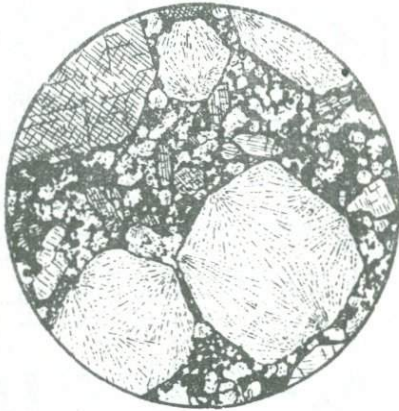


Рис. 17. Псевдолейцит в фергусит-порфирах.
Увеличение 15X, без анализатора.

Общее количество пироксена в породах, включая пироксен основной массы, составляет 30–40%, поэтому породе следует считать довольно лейкократовой разновидностью фергусит-порфира, в которой к тому же никогда не наблюдается оливин. Все это свидетельствует об уклонении памирских фергусит-порфиров в сторону более кислых разновидностей.

Б и о т и т встречается не во всех шлифах и составляет не более 3% породы. Он образует мелкие порфировые выделения, имеющие зональное строение, и присутствует в основной массе. Окраска его бурая.

К а л и - н а т р о в ы й п о л е в о й ш п а т в виде вкрапленников отмечен очень редко и только в тех телах, где присутствует большое количество ксенолитов

Т а б л и ц а 13

Химический состав фергусит-порфиrow трубок взрыва и неков

Компо- нент	№ анализа									Среднее для груп- пы
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	
<i>SiO₂</i>	42,53	43,10	45,00	47,08	43,60	45,29	43,18	48,34	49,83	45,33
<i>TiO₂</i>	1,14	1,03	1,12	1,15	1,21	1,01	1,27	1,05	1,14	1,12
<i>Al₂O₃</i>	9,79	12,92	11,26	12,45	13,20	12,68	11,61	12,12	11,63	11,96
<i>Fe₂O₃</i>	6,82	3,36	4,15	3,27	7,09	3,01	4,24	4,97	5,07	4,66
<i>FeO</i>	3,30	3,73	3,47	3,16	2,91	3,95	3,06	1,58	3,16	3,15
<i>MnO</i>	0,13	0,11	0,16	0,14	0,17	0,18	0,17	0,14	0,19	0,14
<i>MgO</i>	5,04	6,00	4,46	3,33	7,36	3,68	5,06	4,94	3,55	4,82
<i>CaO</i>	13,31	13,70	13,54	9,34	9,98	10,36	13,76	12,21	11,59	11,98
<i>K₂O</i>	7,04	7,71	7,40	8,28	7,13	7,33	8,37	6,12	6,94	7,37
<i>Na₂O</i>	1,62	1,29	0,80	1,04	2,67	1,35	1,60	1,84	1,94	1,57
<i>BaO</i>	1,36	1,23		0,83	2,80	0,74	0,75			1,28
<i>P₂O₅</i>	1,77	1,54	1,07	0,88	1,09	1,00	1,36	1,32	1,15	1,24
<i>F</i>			0,25	0,36		0,24	0,40	0,31		0,31
<i>S_{общ.}</i>			0,02	0,00			0,12	0,06		
<i>CO₂</i>			4,75 [±]	6,95		8,31	1,50	1,76	2,06	4,22
п.п.п.	5,56	4,83	7,74 [±]	9,20	1,10	9,12	4,86	4,87	3,60	5,65
Сумма	99,41	100,55	100,17	100,15	100,31	99,64	99,29	99,50	99,70	100,27

Продолжение табл. 13

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

	40	41	42	43	44	45	46	47	48	Среднее для группы
<i>s</i>	50,9	51,5	54,4	59,4	49,8	57,1	51,4	57,0	57,9	54,2
<i>a</i>	14,5	14,5	13,1	15,6	16,0	14,8	15,9	13,3	14,4	14,5
<i>c</i>	-0,6	1,6	1,4	1,3	0,7	1,9	-0,1	1,7	0,6	1,0
<i>b</i>	35,0	32,4	31,1	23,7	33,5	26,2	32,6	28,0	27,1	30,3
<i>Q</i>	-25,8	27	-18,8	-13,7	-33,1	-17,3	-29,1	-14,3	-13,6	-21,6
<i>f'</i>	25,4	17,6	23,4	27,0	26,1	27,3	20,8	21,1	27,3	24,0
<i>m'</i>	25,1	32,5	25,5	25,4	36,6	25,8	26,8	30,6	22,4	27,7
<i>c'</i>	49,5	49,9	51,5	47,6	37,3	46,9	52,4	48,3	50,3	48,3
<i>n</i>	22,4	20,4	14,1	16,2	36,6	22,1	22,3	31,5	30,0	24,3
<i>t</i>	1,9	1,8	1,8	1,8	2,0	1,7	2,2	1,6	1,7	1,8
<i>φ</i>	15,7	9,1	11,9	12,7	16,	10,8	11,1	15,1	16,0	13,5
<i>a:c</i>	22,6	9,0	9,3	12,0	23,0	7,8	15,9	7,8	23,7	14,5

вмещающих пород. Вероятно, в результате их ассимиляции порода приобретает более кислый состав, чем и объясняется образование небольшого количества вкрапленников кали-натрового полевого шпата. Судя по малому углу оптических осей, его следует считать санидином.

Основная масса псевдолейцитовых фергусит-порфиров обычно сильно карбонатизирована. Она состоит из мелких выделений псевдолейшита, моноклинного пироксена, рудного минерала, калишпата, иногда биотита и карбонатов. Структура основной массы алотриаморфнозернистая.

Из аксессуарных минералов в псевдолейцитовых фергусит-порфирах постоянно и в большом количестве присутствует апатит, сфен, флюорит, пирит, магнетит и рутил. В некоторых телах отмечается дистен, анатаз и гранат со значительным содержанием пиропового компонента.

Фергусит-порфиры охарактеризованы 9 силикатными анализами. Результаты их и пересчеты на коэффициенты А.Н.Заварицкого приведены в табл. 13. Анализы 40 и 41 произведены по породам с неизменным лейцитом, остальные - по псевдолейцитовым разностям. Содержание кремнекислоты в породах группы колеблется в довольно широких пределах - от 42,53 до 49,83%, причем минимальная кислотность наблюдается в наименее измененных породах. Сумма закисного и окисного железа составляет в среднем 7,81%. Характерно высокое содержание СаО, достигающее даже в слабо измененных породах 13,7%. Из щелочей резко преобладает калий, среднее содержание K_2O составляет 7,37%. По числовым характеристикам А.Н. Заварицкого, рассматриваемые фергусит-порфиры попадают в основном в группу 20 или 21, богатых и/или пересыщенных щелочами пород. От среднего типа фергусита Дэли фергусит-порфиры Памира отличаются несколько меньшей щелочностью, более высоким значением параметра "в" и меньшим значением коэффициента "с". В этом отношении они ближе среднему типу лейцитового базальта Дэли, а также лейцитовому шонкиниту Пирсона (Заварицкий, 1941).

Псевдолейцитовые фонолиты

В центральной части трубки фергусит-порфиры с неизменным лейцитом наблюдались серые породы состоящие из

крупных (1-2 см) многочисленных выделений псевдолейцита в микрозернистой основной массе. Эти породы секут фергусит-порфиры и пироксен-санидиновые порфиры и являются, таким образом, более поздними образованиями. Ввиду сравнительной лейкократности и микрозернистости основной массы породы названы псевдолейцитовыми фонолитами, хотя они наблюдаются в интрузивном залегании.

Псевдолейцит в фонолитах образует крупные (5-10 мм в поперечнике) округлые выделения без резких границ. Он состоит из неправильных зерен кали-натрового полевого шпата, цеолитов и кальцита. Размер зерен около 0,1 мм. Такой же размер зерен у основной массы, состоящей из изометричных и слабо таблитчатых зерен кали-натрового полевого шпата, мелких столбчатых зерен моноклинного пироксена и карбонатов. Псевдолейцитовые образования не имеют четких границ с основной массой и постепенно переходят в нее.

Псевдолейцитовые фонолиты отмечаются только в одном теле и имеют площадь выхода 10x10 м. Больше нигде они не отмечались.

Туфы фергусит-порфиров

В той же трубке взрыва, где отмечаются фергусит-порфиры с неизмененным лейцитом и псевдолейцитовые фонолиты, в центральной части тела наблюдается канал 20x40 м в поперечнике, сложенный бурими пористыми туфами и агломератами. Эти породы прорывают фергусит-порфиры и псевдолейцитовые фонолиты и являются наиболее молодыми породами трубки. Они состоят из многочисленных обломков различных пород размером от 0,5 до 5 см в поперечнике, среди которых встречаются вмещающие метаморфические сланцы и милониты, фергусит-порфиры, пироксен-санидиновые сиенит-порфиры и др. Цементирующая масса является пористым бурым псевдолейцитовым фергусит-порфиром.

Под микроскопом устанавливается, что цементирующая масса состоит из большого количества обломков кристаллов моноклинного зеленого пироксена, разложенного лейцита и

бурого карбонатизированного стекла, т.е. является кристалло-литокластическим туфом.

3. Породы Верхнедункельдыкского субвулканического массива

Как уже отмечалось в геологическом разделе, Верхнедункельдыкский массив сложен породами трех разновозрастных групп, объединяющих близкие по химизму разновидности. Наиболее ранними являются псевдолейцитовые породы — фергуситы, бороланиты, псевдолейцитовые сиениты; затем образовались безлейцитовые разности — пироксеновые и пироксен-гранатовые сиениты и различные сиенит-порфиры; в последний этап формирования массива внедрились граносиенит-порфиры и туфы трахипаритовых порфиров.

Группа псевдолейцитовых пород

Фергуситы

Фергуситы слагают восточную часть массива и имеют часто постепенные переходы с остальными псевдолейцитовыми породами — бороланитами и псевдолейцитовыми сиенитами. Вместе с тем между ними наблюдаются иногда и секущие контакты, указывающие на некоторый временной разрыв между моментами их формирования.

Макроскопически фергуситы представляют собой зеленовато-серые среднезернистые пятнистые породы, состоящие из многочисленных округлых выделений псевдо- и эпидейцита размером 1—5 мм и темно-зеленого пироксена (рис. 18). Под микроскопом видно, что порода имеет типичную оцеляровую структуру, обусловленную наличием сравнительно крупных округлых, реже полигональных псевдолейцитовых образований в более мелкозернистой массе, состоящей в основном из короткостолбчатых зерен клинопироксена, бурого граната и флюгопита.

К а л ь - н а т р о в ы й п о л е в о й ш п а т, образовавшийся в результате распада лейцита, имеет угол $2V$ от 35° до 52° . Он образует неправильные зерна, находящиеся в микрографических или дактилоскопических сростаниях с цеолитами.

Моноклинный пироксен образует короткостолбчатые зеленоватые, почти не плеохроирующие кристаллы. Иногда пироксен бесцветный. Его зерна меньше псевдолейцитовых выделений и выполняют промежутки между ними. Пироксен имеет угол $2V$ от 60 до 65° , угол с Ng $39-46^\circ$, преломление по $Ng = 1,715$, $Nm = 1,698$, $Np = 1,685$. Судя по этим константам, пироксен следует считать диопсид-геденбергитом с небольшой примесью эгириновой составляющей. По пироксену часто развивается бурый гранат, флогопит и карбонаты.

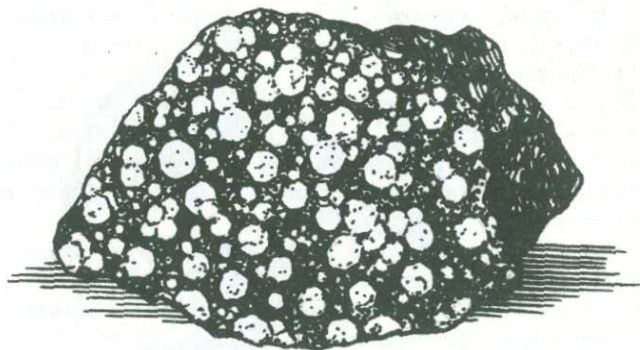


Рис. 18. Фергусит из Верхнедункельдыкского массива. Уменьшено в 1,5 раза.

Гранат в фергуситах присутствует всегда — от 5 до 15%. При более высоком содержании граната порода переходит в бороланит. Гранат образует зерна от 0,01 до 0,1 мм в поперечнике, развивающиеся по пироксену или окаймляющие цепочкой псевдолейцитовые выделения. Очевидно, образование граната происходило главным образом в

постмагматическую стадию формирования пород. Окраска его бурая, на краях зерен обычно более светлая. Светлые части обладают небольшой анизотропией. Показатель преломления граната - от 1,91 до 1,96. Судя по бурой в шлифе окраске и высокому преломлению, его следует относить к титанистому гранату андрадитового ряда - шорломиту или меланиту, часто отмечаемому во многих щелочных комплексах.

Ф л о г о п и т наблюдается в виде мелких неправильных чешуек, развивающихся обычно по пироксену. Окраска флогопита светло-зеленая или желтоватая, плеохроизм слабый. Количество флогопита в породе зависит от степени ее измененности постмагматическими процессами. В сильно измененных породах флогопит вместе с кальцитом развивается по всей массе породы.

Ц е о л и т ы встречаются в закономерных сростаниях с кали-натровым полевым шпатом псевдолейцита, где они заместили, вероятно, нефелин. Цеолиты образуют мелкие лучистые агрегаты. Вместе с ними отмечается кальцит, а иногда апофиллит.

К а л ь ц и т в породе присутствует обычно в значительном количестве. Он вместе с цеолитами замещает нефелин псевдолейцита, развивается по пироксену, гранату и наблюдается по трещинкам. Кроме кальцита отмечается иногда анкерит.

Ф л ю о р и т, как и кальцит, является весьма характерным постмагматическим минералом фергуситов. Он образует мелкие зерна неправильной формы. Окраска его бесцветная или слабо-фиолетовая.

Из других постмагматических минералов, наблюдаемых в фергуситах, отмечаются альбит и серицит, развивающиеся иногда в псевдоморфозах по лейциту, барит, ассоциирующийся обычно с кальцитом и флюоритом, и рудные. Среди акцессорных минералов преобладают апатит, сфен и ортит.

А п а т и т образует довольно крупные, до 1 см в длину, короткопризматические и изометричные зерна, которые часто присутствуют в виде включений в пироксене.

С ф е н образует мелкие изометричные зерна в титанистом гранате либо же наблюдается в виде неправильных выделений в породе.

О р т и т присутствует в виде единичных мелких неправильных зерен, развивающихся по пироксену.

Бороланиты

При увеличении в фергуситах количества граната до 15–20% последние переходят в бороланиты. По А.Н.Заварицкому (1953), бороланиты – это меланократовые псевдолейцитовые породы, в которых основным темноцветным минералом является бурый титанистый гранат. О генезисе граната в бороланитах существуют разные мнения. Одни исследователи считают его первично–магматическим, другие – метасоматическим. В памирских породах гранат отчетливо постмагматический. Он замещает пироксен в фергуситах и других породах, а также наблюдается вместе с кальцитом, флюоритом и флогопитом в секущих жилах (рис. 19).

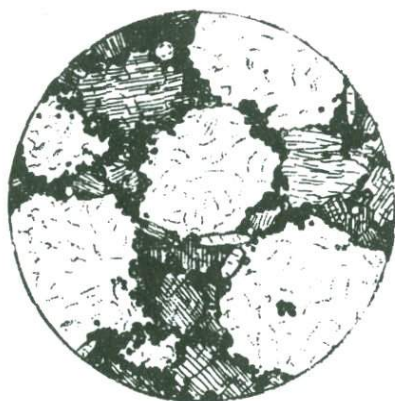


Рис. 19. Бороланит. Между круглыми выделениями псевдолейцита находится моноклинный пироксен, замещаемый бурым гранатом. Увеличение 15^{\times} , без анализатора.

Бороланиты в Верхнедункельдыкском массиве имеют с фергуситами постепенные переходы. Макроскопически они представляют собой серые пятнистые породы с многочисленными мелкими зернами черного граната. Под микроскопом

в породах устанавливается обычно оцеляровая структура, но иногда и разнообразные структуры замещения.

Псевдо- и эпителицитовые образования имеют округлую, редко полигональную форму. Псевдоморфозы по лейциту составляют 50–70% породы. Размер каждого овоида от 1 до 10 мм. Псевдоморфозы состоят, как и в фергусите, из кали-натрового полевого шпата, цеолитов и кальцита.

Моноклинический пироксен представлен светло-зеленым, почти бесцветным диоксид-геденберgitом с небольшой примесью эгириновой составляющей. Он интенсивно замещается бурым титанистым гранатом, и в некоторых шлифах обнаруживаются лишь его реликты.

Гранат присутствует в количестве от 15 до 25%. Он образует или идиоморфные мелкие зональные кристаллы с темно-бурым ядром, или же наблюдается в виде зернистой массы между псевдо- и эпителицитовыми образованиями. Густо окрашенные части граната имеют преломление около 2,00, тогда как в светлоокрашенных периферийных зонах зерен преломление падает до 1,90. Очевидно, окраска граната связана с содержанием в нем титана.

Флогопит, как и в фергуситах, образует мелкие, неправильные, зеленовато-бурые чешуйки, развивающиеся по пироксену.

Флюорит присутствует в виде мелких неправильных зерен обычно в ассоциации с кальцитом. Окраска флюорита иногда фиолетовая, но чаще он бесцветен.

Акцессорные минералы бороланитов представлены апатитом, образующим короткопризматические кристаллы, сфеном, ортитом и рудным.

Псевдолейцитовые сиениты

Кроме фергуситов и бороланитов в Верхнедункельдыкском массиве отмечаются более лейкократовые псевдолейцитовые породы, которые можно назвать псевдолейцитовыми сиенитами. Иногда они имеют с фергуситами и бороланитами постепенные переходы, но наблюдались и секущие контакты, а также залегание псевдолейцитовых сиенитов в виде даек в фергуситах.

Макроскопически псевдолейцитовые сиениты представляют собой зеленовато-серые среднезернистые породы, состоящие из нечетко выраженных округлых псевдолейцитовых образований, зеленого пироксена, черного граната и мелких табличек кали-натрового полевого шпата.

Под микроскопом в псевдолейцитовых сиенитах устанавливается реликтовая оцеляровая, а в общем аллотриаморфно-зернистая структура. Минеральный состав пород таков: псевдоморфозы по лейциту - 20-30%, кали-натровый полевой шпат - 30-50%, моноклинный пироксен - 15-20%, гранат - 5-10%. Постмагматические минералы представлены кальцитом, флюоритом, цеолитами, альбитом, флогопитом. Вероятно, большая часть граната образовалась также в постмагматическую стадию.

Псевдоморфозы по лейциту узнаются по округлой форме скоплений неправильных зерен кали-натрового полевого шпата, между которыми располагаются зерна и агрегаты цеолитов. Среди последних установлены томсонит и натролит. Цеолиты заместили, вероятно, нефелин. Иногда вместо цеолитов наблюдаются зерна альбита и чешуйки серицита. Кали-натровый полевой шпат псевдо-и эпилейцита имеет пятнистое строение. В центре зерен преломление у него выше, чем на краях, несколько отличается также оптическая ориентировка. Угол оптических осей у кали-натрового полевого шпата от 35° до 55° , спайность редка.

Кали-натровый полевой шпат, не входящий в псевдолейцит, образует таблитчатые или изометричные зерна размером 0,5-2 мм в поперечнике. Пертиты в нем не наблюдаются, отсутствует и микроклиноватая решетка. Угол оптических осей от 40° до 55° . Иногда видны простые двойники по карлсбадскому и манебахскому законам, этим он отличается от несдвоенного кали-натрового полевого шпата в псевдоморфозах по лейциту.

Моноклинный пироксен образует изометричные или короткопризматические кристаллы светло-зеленой окраски, сгущающейся на краях зерен. Угол оптических осей у пироксена от 60° до 70° , угол с $N_g = 48-50^{\circ}$, двупреломление 0,023-0,028. По диаграмме В.П.Костюка (1964), пироксен с такими свойствами относится к диопсиду с 30% геденбергитовой и 10% эгириновой составляющей.

По пироксену часто развивается бурый гранат, флогопит и кальцит.

Г р а н а т наблюдается в виде скоплений зерен и изометричных кристаллов. Окраска его бурая, более светлая по краям зерен. Обычно гранат развивается по пироксену, часто полностью замещая его. Судя по бурой в шлифах окраске, гранат также следует относить к титанистой разновидности андрадита – шорломиту или меланиту.

С ф е н часто образует мелкие включения в гранате и в виде изометричных буроватых зерен рассеян по всей массе породы.

А п а т и т присутствует в виде короткопризматических кристаллов до 2 мм в длину. Количество его достигает иногда 1%. Обычно зерна апатита ассоциируют с пироксеном и гранатом.

О р т и т встречается редко. Он образует мелкие неправильные зерна, развивающиеся вместе с кальцитом по пироксену. Часто зерна ортита бывают окружены эпидотовой каймой.

Р у д н ы е м и н е р а л ы представлены магнетитом, пиритом и галенитом.

Из **постмагматических минералов** в псевдолейцитовых сиенитах отмечают кальцит, присутствующий иногда в значительном количестве, флюорит, флогопит и встреченный в одном случае мервинит. Последний образует неправильные зерна с полисинтетическими двойниками, развивающиеся по пироксену и кали-натровому полевому шпату.

Фергусит-порфиры

Среди фергуситов, бороланитов и псевдолейцитовых сиенитов изредка встречаются секущие их жилы фергусит-порфиров. Иногда такие жилы отмечают и за пределами массива во вмещающих породах перми. По времени фергусит-порфиры внедрились, вероятно, вслед за остальными псевдолейцитовыми породами, но до образования пироксеновых сиенитов, так как в последних они не наблюдались.

Макроскопически фергусит-порфиры представляют собой темные пятнистые породы, в которых в темной мелкозернистой основной массе присутствуют многочисленные округлые

или полигональные светлые псевдоморфозы по лейцититу и столбчатые кристаллы темно-зеленого пироксена. Под микроскопом в породе устанавливается порфировая структура.

Псевдоморфозы по лейцититу имеют резкие границы. Обычно они оказываются сложенными мелкими неправильными зернами кали-натрового полевого шпата и еще более мелкими выделениями цеолитов, карбоната и мусковита. В отдельных шлифах псевдоморфозы по лейцититу представлены анальцимом.

Моноклинный пироксен образует мелкие вкрапленники и имеет вид иголочек в основной массе породы. По своим свойствам он аналогичен пироксену фергуситов и бороланитов и также относится к диопсид-геденбергиту с незначительной примесью эгириновой составляющей. Пироксен в значительной мере разложен и замещен карбонатами и гидроокислами железа.

Ботрит изредка наблюдается в виде вкрапленников. Окраска его бурая, более темная в центральных частях кристаллов.

Основная масса фергусит-порфиров сложена мелкими зернами кали-натрового полевого шпата, пироксена и граната. Часто по ней в большом количестве развивается кальцит.

Акцессорные минералы фергусит-порфиров представлены сфеном, апатитом и рудными.

Бороланит-порфир

Эта редкая разновидность горных пород была встречена в виде одной жилки мощностью 10 см. Порода состоит из разложенных вкрапленников лейцита, замещенных кали-натровым полевым шпатов и цеолитами, и основной массы, которая на 60% состоит из бурого граната. В основной массе наблюдаются моноклинный пироксен и кали-натровый полевой шпат.

Псевдолейцитовые породы Верхнедункельдыкского массива охарактеризованы 8 силикатными анализами. Результаты их приведены в табл. 14. Содержание кремнезема от меланократовых пород к лейкократовым увеличивается от 43,46 до 49,11%. Одновременно с этим увеличивается и содержание щелочей. В бороланитах несколько повышено по

Т а б л и ц а 14

Химический состав псевдолейцитовых пород Верхне-
дункельдыкского массива

Компо- нент	№ анализа								Среднее для группы
	49	50	51	52	53	54	55	56	
SiO_2	45,24	43,46	45,64	43,81	48,30	45,82	44,53	49,11	45,96
TiO_2	1,34	1,09	1,56	1,63	0,94	0,63	0,86	1,10	1,22
Al_2O_3	13,74	12,64	15,23	11,28	12,71	14,92	13,49	16,07	13,46
Fe_2O_3	3,59	4,87	7,12	8,04	4,04	3,10	5,58	5,31	5,05
FeO	2,94	3,02	0,75	1,54	2,34	1,23	1,15	1,47	1,95
MnO	0,14	0,15	0,13	0,20	0,15	0,00	0,19	0,09	0,13
MgO	3,97	4,33	1,49	2,29	4,28	3,14	4,00	1,89	3,06
CaO	11,87	17,57	13,90	20,14	13,10	14,51	18,00	10,40	15,03
K_2O	5,64	2,88	5,78	4,19	8,44	8,56	5,20	9,34	6,20
Na_2O	2,19	3,00	1,08	1,09	1,55	0,27	0,60	0,40	1,35
BaO			2,68	0,75	0,75		2,95	0,78	1,45
P_2O_5	1,14	1,24	0,48	1,34	1,24	0,64	0,57	0,52	0,93
F					0,70		1,06	0,11	0,62
CO_2							3,08		
H_2O					0,36				
п.п.п.	7,28	5,22	5,02	4,36	3,08	6,39	4,10	3,44	4,66
Сумма	99,20	99,47	100,86	100,98	100,98	99,15	99,22	99,92	100,45

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

	49	50	51	52	53	54	55	56	Среднее для группы
<i>s</i>	56,8	52,0	58,2	52,6	55,4	57,1	55,0	60,8	56,1
<i>a</i>	14,0	11,1	11,8	8,9	15,4	13,9	9,5	15,4	12,6
<i>c</i>	2,9	3,2	5,2	3,3	0,8	3,8	4,9	4,2	3,1
<i>b</i>	26,3	33,7	24,8	35,2	28,4	25,2	30,6	19,6	28,2
<i>Q</i>	-17,4	-21,4	-12,4	-15,9	-20,8	-17,4	-13,6	-13,4	16,1
<i>f'</i>	24,6	21,7	30,0	24,9	20,1	16,1	15,5	32,5	23,4
<i>m'</i>	27,5	22,4	11,	11,5	25,4	22,9	23,7	17,6	19,4
<i>c'</i>	47,9	56,0	58,8	63,6	54,5	61,0	60,8	49,9	57,2
<i>n</i>	36,8	60,7	22,0	28,6	21,9	3,2	15,4	5,7	24,6
<i>t</i>	2,2	1,9	2,6	2,7	1,5	1,0	1,4	1,7	1,9
<i>φ</i>	12,2	12,5	26,4	20,2	11,9	11,2	11,0	24,7	16,2
<i>a:c</i>	4,8	3,4	2,3	2,7	19,2	3,7	1,9	3,6	4,1

отношению к другим породам группы содержание TiO_2 . Концентрация K_2O обычно больше, чем Na_2O , особенно в лейкократовых разностях. Это объясняется значительными постмагматическими изменениями пород, приводящими к выносу калия. Очень резко меняется в породах содержание извести, что также в основном связано с наложенными процессами. По числовым характеристикам породы попадают в группы 18 и 22 ненасыщенных или слабо недосыщенных SiO_2 , умеренно богатых и богатых щелочами пород, по классификации А.Н.Заварицкого. Они приближаются к среднему типу лейцитового базанита Дэли. От среднего типа фергусита, которому они должны были бы соответствовать, наши породы отличаются значительно меньшей щелочностью, что объясняется преимущественным выносом щелочей при их разложении.

Группа бескварцевых пироксеновых сиенитов и сиенит-порфиров

Бескварцевые и бесфельдшпатоидные сиениты и сиенит-порфиры в Верхнедункельдыкском массиве образуют отдельные вытянутые тела и дайки. Сиениты на контактах тел переходят в сиенит-порфиры. К этой же группе относятся близкие им по составу разнообразные сиенит-порфиры, залегающие в виде многочисленных даек к юго-востоку от массива. Для всех этих пород характерно достаточно высокое содержание кремнезема (поэтому фельдшпатоиды в них не наблюдаются) и присутствие в качестве цветного минерала моноклинного пироксена и титанистого граната. В породах данной группы интенсивно проявлены карбонатизация, флюоритизация, иногда флогопитизация и альбитизация.

Пироксеновые сиениты

Пироксеновые сиениты внедрились вдоль контакта псевдолейцитовых пород с вмещающими метаморфизованными отложениями перми и триаса. Их внедрение сопровождалось интенсивным дроблением и брекчированием ранее образованных псевдолейцитовых пород. В брекчиях отмечаются также обломки флюорит-кальцитового состава, что указывает на проявление гидротермальной деятельности до формирования пироксеновых сиенитов.

Макроскопически пироксеновые сиениты представляют собой серые среднезернистые или крупнозернистые породы с трахитоидной текстурой. Вблизи контактов сиениты приобретают порфирированность. Контакты с вмещающими породами бывают как резкими, так и постепенными. В последнем случае сиениты через зону метасоматических сиенитов и фенитов переходят во вмещающие породы.

Под микроскопом в сиенитах устанавливается гипидиоморфнозернистая структура и трахитоидная текстура (рис. 20), обусловленная субпараллельным расположением табличек кали-натрового полевого шпата. Темноцветные минералы составляют 5-24% породы и представлены либо одним пироксеном, либо пироксеном и черным титанистым гранатом.

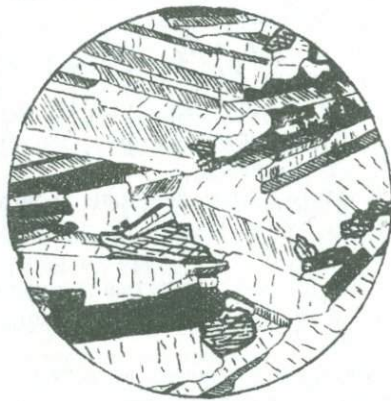


Рис. 20. Сиенит с трахитоидной текстурой. Увеличение $15\times$, николи скрещены.

Кали-натровый полевой шпат образует крупные таблитчатые кристаллы до 20 мм в длину при ширине 0,5-5 мм. Обычно он сдвойникован по карлсбадскому, реже манебахскому законам. Пертитовое строение у него наблюдается редко. Пертиты мелкие и являются, вероятно, пертитами распада. Зерна кали-натрового полевого шпата иногда обнаруживают оптическую зональность.

Угол оптических осей у кали-натрового полевого шпата колеблется от 35° до 64° , причем преобладают углы от

43 до 47°. Значения показателей преломления колеблются по N_g от 1,527 до 1,532, что является очень высоким для данного минерала и объясняется большим содержанием в нем альбитовой, анортитовой и цельзиановой молекул. По химическому анализу образца кали-натрового полевого шпата из сиенитов в нем было установлено 23% альбита, 14% анортита и 3% цельзиана. Оптическая ориентировка минерала промежуточная между моноклинной и триклинной.

Моноклинный пироксен в лейкократовых сиенитах присутствует в количестве 2–3%, в меланократовых – до 25%. Пироксен в одних случаях отчетливо ксеноморфен по отношению к кали-натровому полевому шпату и выполняет интерстиции между его табличками, в других – образует идиоморфные короткостолбчатые кристаллы. Окраска пироксена светло-зеленая, без заметного плеохроизма. Изредка в сиенитах отмечается зеленый, обогащенный эгириновой составляющей плеохроирующий пироксен.

Светлый пироксен имеет угол с $N_g = 40-52^\circ$, угол $2V$ от $+58$ до $+82^\circ$, преломление по $N_g = 1,720$, $N_m = 1,698$, $N_p = 1,690$. По диаграмме В.П.Костюка (1964), его следует относить к диопсиду, содержащему 20–30% геденбергитовой и 3–15% эгириновой составляющих.

Густо окрашенный в шлифах пироксен, плеохроирующий от зеленого до буро-зеленого, имеет угол с $N_p = 13-18^\circ$, $2V = -84^\circ$. Этот пироксен следует считать эгирином с примесью диопсидовой молекулы. Как правило, богатый эгирином пироксен в виде каймы окружает зерна светлоокрашенного диопсид-геденбергитового пироксена.

Гранат наблюдается в сиенитах не всегда. Его зерна имеют неправильную форму и развиваются обычно по пироксену, реже гранатом залечиваются трещинки в породе. Вблизи гранат-флогопит-калишпаговых жил, секущих сиениты, количество граната резко увеличивается. Эти факты ясно показывают, что гранат имеет метасоматическое происхождение и образовался после завершения кристаллизации пород.

Гранат в сиенитах имеет бурую неравномерную окраску. Центральная часть зерен окрашена обычно гуще. Светлоокрашенные части зерен граната, как правило, имеют слабое дву-преломление. Показатель преломления граната меняется от 1,90 в светлых до 1,98 в темных частях зерен. Его следует относить к титанистой разновидности андрадита – меланиту, харак-

терному для многих щелочных комплексов. В гранате наблюдаются многочисленные мелкие выделения сфена и кальцита.

Ф л о г о п и т в сиенитах присутствует не всегда, но иногда его содержание достигает 5–7%. Окраска флогопита слабая, желтовато-зеленая. Он обычно развивается по пироксену, образуя мелкие неправильные чешуйки, но иногда замещает и полевой шпат, причем, как правило, вместе с кальцитом.

В о л л а с т о н и т отмечается в редких случаях. Он образует столбчатые кристаллы до 0,5 мм в длину с хорошей спайностью по призме. Количество волластонита в породе не превышает 1%, он интенсивно замещается кальцитом.

А п а т и т является главным аксессуарным минералом сиенитов, присутствующим иногда в количестве до 3%. Он образует короткостолбчатые кристаллы от 0,01 до 2 мм в длину. Обычно зерна апатита ассоциируют с пироксеном, но иногда они приурочены к выделениям кальцита и флюорита и в этом случае являются явно наложенными.

С ф е н также наблюдается в значительном количестве. Он образует мелкие изометричные или ромбовидные в сечении кристаллы. Часто мелкие зерна сфена находятся внутри выделений бурого титанистого граната, а иногда сфен выполняет секущие трещинки. Это свидетельствует о том, что по крайней мере часть сфена имеет наложенное происхождение.

Э в д и а л и т отмечается редко и только в участках сиенитов, содержащих ксенолиты песчаников и сланцев. Эвдиалит макроскопически розовый, в шлифах бесцветный. Он образует изометричные зональные кристаллы от 0,1 до 1 мм в поперечнике, обладающие низким двупреломлением. Преломление по $N_e = 1,603$, $N_o = 1,605$. Спектральным анализом в минерале установлено Zr и Si более 10%, Ca , Sr , Ti , Na около 1%. Элементы примеси представлены Mn , Hf , Nb , Pb , B , La , Ce , W , Sn , Ba , Ni , Co , Be . Отнесение минерала к эвдиалиту подтверждается также рентгенографически.

Р у д н ы е м и н е р а л ы в сиенитах, по данным минералогического анализа протолок, представлены пиритом, магнетитом, галенитом и пирротинном.

К а л ь ц и т присутствует иногда в значительном количестве (до 15%). Он развивается по пироксену, волластониту, кали-натровому полевому шпату, а также выполняет трещинки в породе и образует неправильные выделения на стыках зерен других минералов.

Ф л ю о р и т образует неправильные и изометричные зерна, обычно ассоциирующие с кальцитом. В шлифах он бесцветен и лишь около мельчайших включений непрозрачного минерала имеет фиолетовую окраску.

Пироксеновые и пироксен-гранатовые сиениты вблизи контактов тел приобретают порфирированность и иногда переходят в сиенит-порфиры, минералогически ничем не отличимые от сиенитов.

Сиениты и их краевая фация - сиенит-порфиры - охарактеризованы 7 силикатными анализами. Результаты анализов и их пересчеты по методу А.Н.Заварицкого приведены в табл. 15.

Кремнекислоты в породах содержится от 51,37 до 58,38%. Также непостоянно в сиенитах содержание железа, магния и кальция, что связано с большими вариациями количества темноцветных минералов в породах. Из щелочей, как и в остальных породах комплекса, резко преобладает калий. Содержание K_2O достигает 10,44%. По классификации А.Н.Заварицкого, сиениты попадают в 17 группу 5 класса пересыщенных кремнекислотой горных пород. Средний состав пород приближается к среднему типу трахиандезита Дэли, отличаясь от него большим значением параметра „b“ и меньшим - „с“, и к среднему типу лейцитита.

Сиенит-порфиры

После внедрения сиенитов произошло формирование многочисленных даек сиенит-порфиров, которые интродировали как в породы массива, так и во вмещающие породы вблизи него. Дайки сиенит-порфиров имеют мощность от 0,3 до 30 м и прослеживаются по простиранию на 50-200 м. Среди них по структурным признакам можно выделить несколько разновидностей. Наиболее ранними в этой группе являются сиенит-порфиры со среднезернистой основной массой и некрупными порфировыми выделениями кали-натрового полевого шпата. Они секутся дайками мелкопорфировых сиенит-порфиров с микро- и мелкозернистой основной массой, которые в свою

Химический состав пироксеновых и пироксен-гранатовых
сиенитов и сиенит-порфиров Верхнедункельдыкского массива

Компо- нент	№ анализа							Среднее для группы
	57	58	59	60	61	62	68	
<i>SiO₂</i>	54,96	51,37	54,97	52,59	52,19	58,38	55,32	54,25
<i>TiO₂</i>	0,47	0,42	1,06	1,15	0,80	0,60	0,94	0,78
<i>Al₂O₃</i>	16,70	12,03	18,10	17,10	11,81	15,28	12,92	14,85
<i>Fe₂O₃</i>	2,64	4,19	2,54	4,54	2,56	2,70	2,87	3,15
<i>FeO</i>	0,75	1,44	0,46	1,51	1,30	0,79	2,11	1,19
<i>MnO</i>	0,07	0,13	0,04	0,08	0,17	0,10	0,11	0,10
<i>MgO</i>	1,03	3,60	0,76	0,00	3,10	1,46	2,40	1,76
<i>CaO</i>	7,85	12,02	6,65	5,21	12,21	5,93	7,94	8,26
<i>K₂O</i>	8,59	8,97	9,89	9,06	8,68	9,28	10,44	9,27
<i>Na₂O</i>	3,03	1,09	2,50	2,16	1,12	3,14	1,34	2,05
<i>BaO</i>	0,93	1,41		1,05	0,96			1,09
<i>P₂O₅</i>	0,16	0,98	0,30	0,32	1,14	0,27	0,57	0,53
<i>F</i>	0,90				1,15	0,69	0,55	0,82
п.п.п.	2,94	3,06	2,54	4,60	3,57	1,80	2,41	2,99
Сумма	100,12	100,71	99,81	99,40	99,61	99,73	99,37	10,27

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

	57	58	59	60	61	62	63	Среднее для группы
<i>s</i>	66,5	58,4	66,5	66,9	60,7	66,8	64,9	63,8
<i>a</i>	18,6	15,3	20,8	19,6	15,3	20,4	17,5	18,4
<i>c</i>	2,5	0,4	2,4	2,9	0,4	0,0	-0,8	1,0
<i>b</i>	12,4	25,9	10,3	10,6	23,6	12,8	16,8	16,8
<i>Q</i>	-6,7	-14,2	-11,0	-8,3	-9,6	-7,2	-6,0	-10,2
<i>f'</i>	25,8	19,4	27,1	56,0	15,5	24,5	16,9	23,7
<i>m'</i>	15,2	23,4	13,2	0,0	22,5	19,6	24,4	18,3
<i>c'</i>	65,0	57,2	59,7	44,0	62,0	55,9	58,7	58,0
<i>n</i>	37,8	16,0	27,6	26,4	16,7	34,0	12,6	27,2
<i>t</i>	0,7	0,6	1,5	1,6	1,1	0,8	1,2	1,1
<i>φ</i>	19,3	13,7	22,2	40,5	9,3	18,0	10,3	16,2
<i>a:c</i>	7,4	38,1	8,7	6,8	38,2	20,4	21,8	18,4

очередь пересекаются мощными дайками крупно- и гигантопорфировых сиенит-порфиров. Кроме указанных пород изредка отмечаются кварцевые сиенит-порфиры с хорошо раскристаллизованной основной массой и микросиениты. Их временное положение среди других пород группы осталось невыясненным. Исходя из общей тенденции повышения кислотности расплава при дифференциации в Верхнедункельдыкском массиве, можно предполагать, что они являются наиболее поздними образованиями группы, промежуточными между бескварцевыми и богатыми кварцем породами массива.

Сиенит-порфиры со среднезернистой основной массой представляют собой серую породу, состоящую из не крупных, 3-5 мм в поперечнике, вкрапленников кали-натрового полевого шпата и среднезернистой основной массы. Структура ее в одних случаях аллотриаморфнозернистая, переходная к призматически-зернистой, в других - резко выраженная призматически-зернистая и трахитовая.

Кали-натровый полевой шпат, образующий вкрапленники, имеет угол $2V = 50-60^\circ$, показатель преломления его по $N_g = 1,530$. Он слабо пелитизирован, пертиты альбита и микроклиновья решетка в нем отсутствуют. В основной массе кали-натровый полевой шпат образует или изометричные зерна, или мелкие таблички.

Пироксен представлен слабо-зеленоватым диопсид-геденбергитом с примесью эгириновой составляющей. Обычно он сильно разложен с образованием рудно-карбонатных псевдоморфоз.

Гранат такого же типа, что и в сиенитах (бурый меланит), отмечается лишь в разностях, имеющих аллотриаморфнозернистую структуру основной массы. Он образует мелкие зональные зерна с густо окрашенным ядром и более светлыми краями.

Акцессорные минералы в рассматриваемых породах представлены апатитом, сфеном, магнетитом, пиритом, флюоритом. В акцессорных количествах отмечается также кварц.

Мелкопорфировые сиенит-порфиры содержат мелкие вкрапленники кали-натрового полевого шпата и пироксена. Основная масса в них имеет микропризматически-зернистую структуру и сложена микролитами кали-натрового полевого шпата, ориентированными беспорядочно или субпараллельно.

Кали-натровый полевой шпат образует вкрапленники размером 0,3-1 мм и составляет большую часть основной массы. Угол $2V$ у него изменяется от 40 до 60° , пертиты и микроклиновья решетка не наблюдается. Поздние изменения его выражаются в альбитизации и пелитизации.

Пироксен как во вкрапленниках, так и в основной массе полностью разложен и замещен рудными минералами и карбонатами. В основной массе он узнается по вытянутым столбчатым псевдоморфозам рудного минерала, находящимся между табличками кали-натрового полевого шпата.

Крупнопорфировые сиенит-порфиры образуют мощные (до 30 м) дайки, прослеживающиеся на значительное расстояние. Они состоят из большого количества крупных, до 5-7 см в длину, вкрапленников полупрозрачного кали-натрового полевого шпата и более мелких вкрапленников пироксена в мелкозернистой зеленовато-серой основной массе (рис.21).



Рис. 21. Крупнопорфировый сиенит-порфир.
Уменьшено вдвое.

Под микроскопом в породах устанавливается порфировая структура и призматически-зернистая структура основной массы обычно с беспорядочным и реже с субпараллельным расположением табличек кали-натрового полевого шпата. Вкрапленники составляют 30-40% породы.

К а л и - н а т р о в ы й п о л е в о й ш п а т, наблюдаемый в виде вкрапленников, образует толстотабличчатые кристаллы с преимущественным развитием граней (010) или же вытянутые по оси "а". В шлифах он почти совершенно прозрачен и лишь с краев слабо пелитизирован. Угол $2V$ у него колеблется от -25° в прозрачных разностях до -68° в наиболее измененных. Преобладает моноклинная ориентировка и лишь в разностях с большими углами оптических осей отмечается некоторая триклинность. Преломление минерала колеблется по N_g от 1,527 до 1,529.

В основной массе породы кали-натровый полевой шпат образует мелкие таблички, обычно пелитизированные и иногда альбитизированные.

М о н о к л и н н ы й п и р о к с е н, образующий вкрапленники, наблюдается в виде идиоморфных столбчатых кристаллов размером от 0,3 до 2 мм в длину. Окраска пироксена по N_g - зеленовато-желтая, N_m - зеленая,

N_p - густо-зеленая. Удлинение отрицательное, угол с $N_g = 8-10^{\circ}$. Часто у пироксена видна тонкая зональность. Судя по приведенным выше данным, пироксен следует считать эгирином. Иногда в центре эгириновых вкрапленников наблюдается ядро слабо-зеленого пироксена, вероятно диопсидового состава.

В основной массе сиенит-порфиров пироксен также имеет эгириновый состав. Как правило, он сильно разложен.

С ф е н в рассматриваемых породах образует небольшие вкрапленники, по времени выделения более ранние, чем вкрапленники пироксена, сфен отмечен также в виде мелких зерен в основной массе.

А п а т и т присутствует в переменном количестве. Он образует либо редкие изометричные или короткопризматические зерна, 0,1-0,3 мм в поперечнике, либо многочисленные мелкие тонкопризматические кристаллы.

К а л ь ц и т и ф л ю о р и т являются широко распространенными наложенными минералами. Они замещают обычно совместно с рудным пироксен, а также присутствуют в основной массе по стыкам зерен.

Жильные сиенит-порфиры охарактеризованы 7 силикатными анализами, результаты которых приведены в табл. 16. Породы содержат SiO_2 от 54,50 до 57,90%, чем они, в общем, близки к описанным ранее сиенитам, однако коэф-

Химический состав жильных сиенит-порфиров
Верхнедункельдыкского массива

Т а б л и ц а 16

Компо- нент	№ анализа							Среднее для группы
	64	65	66	67	68	69	70	
<i>SiO₂</i>	57,60	57,94	56,00	54,83	54,50	57,86	55,25	56,28
<i>TiO₂</i>	0,69	0,49	0,35	0,83	0,51	0,43	0,58	0,55
<i>Al₂O₃</i>	15,40	18,72	18,81	16,17	17,63	16,34	15,75	16,97
<i>Fe₂O₃</i>	4,97	1,64	1,87	3,29	2,95	2,30	2,69	2,83
<i>FeO</i>	0,40	2,08	1,15	1,18	1,11	1,80	0,86	1,23
<i>MnO</i>	0,09	0,11	0,05	0,09	0,07	0,09	0,10	0,09
<i>MgO</i>	0,52	0,52	0,38	0,91	1,68	0,58	2,37	0,99
<i>CaO</i>	5,07	6,01	8,96	6,94	5,66	5,64	5,28	6,22
<i>K₂O</i>	9,04	7,46	4,40	7,86	7,83	7,88	8,75	7,60
<i>Na₂O</i>	1,27	1,84	6,04	2,75	2,93	3,10	3,56	3,07
<i>BaO</i>				0,38	0,45	0,60	0,38	0,45
<i>P₂O₅</i>	0,64	0,14	0,14	0,37	0,18	0,27	0,17	0,27
<i>F</i>					0,68	0,48	0,69	0,62
п.п.п.	4,12	3,08	1,30	44,71	4,76	2,56	3,62	3,45
Сумма	99,81	100,03	99,45	100,31	100,26	99,54	99,36	100,00

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

	64	65	66	67	68	69	70	Среднее для группы
<i>s</i>	70,5	71,4	65,3	66,5	66,5	68,6	65,0	67,6
<i>a</i>	17,0	16,1	20,1	18,5	19,0	19,0	20,9	18,6
<i>c</i>	2,5	5,4	2,8	2,2	3,2	1,9	0,4	2,6
<i>b</i>	10,0	7,1	11,8	12,8	11,3	10,5	13,7	11,2
<i>Q</i>	4,5	5,2	-12,4	-6,2	-8,2	-2,7	-12,2	-5,2
<i>f'</i>	50,0	52,6	23,6	33,7	34,8	37,8	23,9	34,0
<i>m'</i>	8,8	12,4	5,4	12,3	26,5	9,4	30,1	16,0
<i>c'</i>	41,2	35,0	71,0	54,0	38,7	52,8	46,0	50,0
<i>n</i>	17,6	27,4	67,5	34,8	36,1	37,4	38,1	37,7
<i>t</i>	0,9	0,6	0,4	1,0	0,6	0,5	0,9	0,7
φ	45,0	21,6	13,6	23,6	24,5	20,3	17,3	25,0
$\alpha:c$	6,8	3,0	7,5	8,4	5,9	10,0	52,2	7,2

коэффициент Q в них имеет часто положительное значение. Количество железа, магния и кальция примерно такое же, как и в сиенитах. Из щелочей калий обычно преобладает над натрием, но в одном случае наблюдалось обратное соотношение. Рассматриваемые сиенит-порфиры попадают в основном в четвертый класс, в группу насыщенных SiO_2 и богатых щелочами пород по классификации А.Н.Заварицкого. Их средний состав наиболее близок к среднему типу трахиандезита. Дәли.

Группа богатых кварцем пород

Породы Верхнедункельдыкского массива, имеющие в своем составе значительное количество кварца, являются наиболее молодыми магматическими образованиями комплекса. Они наблюдаются в юго-западной части массива в виде неправильных мелких тел и даек. Породы этой группы отличаются от остальных помимо присутствия в них кварца еще и тем, что в них нет титанистого граната, широко распространенного в остальных породах массива, и значительно проявлены процессы альбитизации. Среди богатых кварцем пород массива выявляются граносиенит-порфиры и экспозивные туфолавы трахилипаритовых порфиров.

Граносиенит-порфиры

Внешне это серые, желтоватые или буроватые порфировые породы с тонкозернистой основной массой. Вкрапленники в породе представлены розовым калишпатом и серым кварцем. Под микроскопом в породе устанавливается порфировая структура. Вкрапленников содержится 30–50%. Структура основной массы фельзитовая или микрогранитовая (рис. 22).

Кали-натровый полевой шпат, находящийся в виде вкрапленников, имеет таблитчатую форму кристаллов размером 30x20x3 мм. Вкрапленники полностью или частично земещены шахматным альбитом. Незамещенными остаются иногда лишь центральные части кристаллов. Кали-натровый полевой шпат имеет угол $2V = 45-55^\circ$, ориентировка индикатрисы моноклиновая. Показатель преломления по $N_g = 1,528-1,530$. Часто наблюдаются простые двойники, преимущественно по карлсбадскому зако-

ну. Кали-натровый полевой шпат основной массы обычно полностью замещен альбитом.



Рис. 22. Граносиенит-порфир. Увеличение 15^x ,
никили скрещены.

К в а р ц во вкрапленниках образует четырехугольные в сечении кристаллы с оплавленными углами. Размер их 1–2 мм в поперечнике. Количество вкрапленников кварца не превышает 5% всего объема породы. В основной массе кварц образует мелкие изометричные зерна. Здесь его содержание достигает 30%.

Т е м н о ц в е т н ы е м и н е р а л ы в г р а н о с и е н и т - п о р ф и р а х полностью разложены. Псевдоморфозы по ним состоят из рудного минерала, карбонатов и светло-зеленого биотита. По форме псевдоморфоз можно предположить, что они образовались по пироксену.

А к ц е с с о р н ы е м и н е р а л ы в г р а н о с и е н и т - п о р ф и р а х представлены магнетитом, пиритом, гематитом, розовым гранатом, флюоритом, сфеном, молибденитом, галенитом, рутилом и, что особенно характерно, розовым длиннопризматическим цирконом. Таким образом, высокая кислотность пород вызвала и качественную смену акцессорной минерализации. Вместо титанистого граната, игравшего роль породообразующего минерала, и апатита в граносиенит-порфирах появился циркон.

Туфолавы трахилипаритовых порфиров

Эти породы по составу близки граносиенит-порфирам, но содержат большое количество пирокластического материала. Залегают они в виде даек, секущих псевдолейцитовые породы массива, а также пироксен-гранатовые сиениты. Кластолавы состоят из фельзитовой основной массы с вкрапленниками кварца и кали-натрового полевого шпата и обломков породы с несколько иной (часто микротрахитовой) структурой. Размер обломков 0,5–10 мм, редко больше. Кластолавы с увеличением количества обломков постепенно переходят в кристалло-литокластические туфы трахилипаритовых порфиров с пелловой основной массой. Породы значительно альбитизированы и подвергнуты более поздней флюоритизации и карбонатизации (рис. 23).



Рис. 23. Туф трахилипаритового порфира.
Увеличение $15\times$, николи скрещены.

По граносиенит-порфирам и туфолavam трахилипаритовых порфиров мы располагаем 7 силикатными анализами, результаты которых приведены в табл. 17. Породы характеризуются высоким содержанием SiO_2 , достигающим 68,3%. В них наблюдается также большое количество окиси алюминия, что вызывает иногда пересыщенность пород алюминием. Сумма закисного и окисного железа колеблется в широких пределах, но она ниже, чем в остальных породах комплекса.

Таблица 17

Химический состав граносиенит-порфиров и
туфолов трахилипаритовых порфиров

Компо- нент	№ анализа							Среднее для группы
	71	72	73	74	75	76	77	
SiO_2	66,80	68,06	63,21	63,27	64,05	63,08	68,30	65,25
TiO_2	0,42	0,38	0,26	0,47	0,06	0,38	0,35	0,33
Al_2O_3	16,59	15,46	15,71	14,38	13,92	12,62	13,50	14,60
Fe_2O_3	1,76	0,70	4,04	0,96	1,59	1,37	0,92	1,62
FeO	0,80	0,90	0,68	1,42	0,50	1,40	2,10	1,11
MnO	0,00	0,00	0,07	0,09	0,00	0,10	0,13	0,05
MgO	1,05	1,33	1,75	0,16	0,75	0,85	0,51	0,91
CaO	2,40	1,42	1,50	6,25	3,15	5,04	2,47	3,18
K_2O	5,66	6,21	6,03	6,77	9,30	7,30	7,70	7,00
Na_2O	2,97	3,71	5,39	2,13	1,51	2,22	2,54	2,92
BaO	0,22	0,24	0,03					0,12
P_2O_5	0,10	0,06	0,08	0,13	0,01	0,21	0,08	0,10
F	1,20	0,68				1,36	0,48	0,93
п.п.п.	1,28	1,40	1,02	3,15	4,40	4,70	1,20	2,45
Сумма	99,83	99,86	99,77	99,18	99,24	99,27	99,80	99,64

Продолжение табл. 17.

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

	71	72	73	74	75	76	77	Среднее
<i>s</i>	76,5	77,4	70,8	74,7	75,4	73,9	76,8	75,4
<i>a</i>	14,7	17,2	20,3	14,9	17,4	15,7	16,5	16,7
<i>c</i>	3,0	1,7	0,2	2,5	1,0	0,8	0,7	1,5
<i>b</i>	5,8	3,7	8,7	7,9	6,2	9,6	6,0	6,4
<i>Q</i>	20,6	18,7	0,8	17,1	15,0	15,6	19,9	15,9
<i>f'</i>	39,2	37,0	48,0	26,8	30,7	27,7	46,7	38,7
<i>m'</i>	31,0	61,0	33,4	0,4	20,4	15,3	14,4	23,7
<i>c'</i>		2,0	18,6	67,8	48,9	57,8	38,9	37,6
<i>a</i>	29,8							
<i>n</i>	44,1	47,7	57,4	32,6	19,5	31,2	33,1	38,9
<i>t</i>	0,4	0,5	0,4	0,6	0,1	0,5	0,4	0,4
φ	26,2	14,8	39,5	10,7	22,8	13,1	13,3	13,8
<i>a:c</i>	4,9	10,1	101,5	6,0	17,4	19,6	23,5	11,1

Роль калия среди щелочей не доминирующая, как в других породах, что объясняется наложенной альбитизацией.

По классификации А.Н.Заварицкого, рассматриваемые породы попадают в основном во второй класс, третью группу пересыщенных SiO_2 , богатых щелочами магматических образований. Средний состав пород группы близок к среднему типу щелочноземельных трахитов Дэли, отличается от них большей щелочностью и меньшим количеством полевошпатовой извести. Очень близок он также к трахилипариту, описанному Дервизом (Заварицкий, 1941).

Г Л А В А 1 У

ГЕОХИМИЯ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Петрохимические особенности отдельных типов калиевых щелочных пород рассматривались выше при их петрографической характеристике. В настоящей главе остановимся на общих вопросах петрохимии комплекса, а также на поведении некоторых редких и рассеянных элементов в процессе дифференциации щелочной магмы.

1. Общие петрохимические особенности пород комплекса

Породы калиевого щелочного комплекса Восточного Памира тесно связаны между собой как по времени своего образования, так и в вещественном отношении. Эта связь отчетливо видна при анализе петрографических и минералогических особенностей пород комплекса, но особенно резко она выступает при рассмотрении петрохимии пород.

Четко установленная последовательность их образования позволяет рассмотреть ход дифференциации щелочного расплава во времени. Выявляющиеся при этом отклонения от обычных схем дифференциации следует искать в резком изменении физико-химических условий в магматической камере.

Породы дункельдынского комплекса охарактеризованы 89 силикатными анализами. Результаты анализов приводились при описании соответствующих пород, причем по каждой фазе мы располагаем от 7 до 14 определений химического состава. Их пересчеты отображены на петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого (рис. 24).

В табл. 18 приведены средние содержания окислов по породам каждой фазы, а также различные коэффициенты, рассмотрение которых позволяет судить об особенностях со-

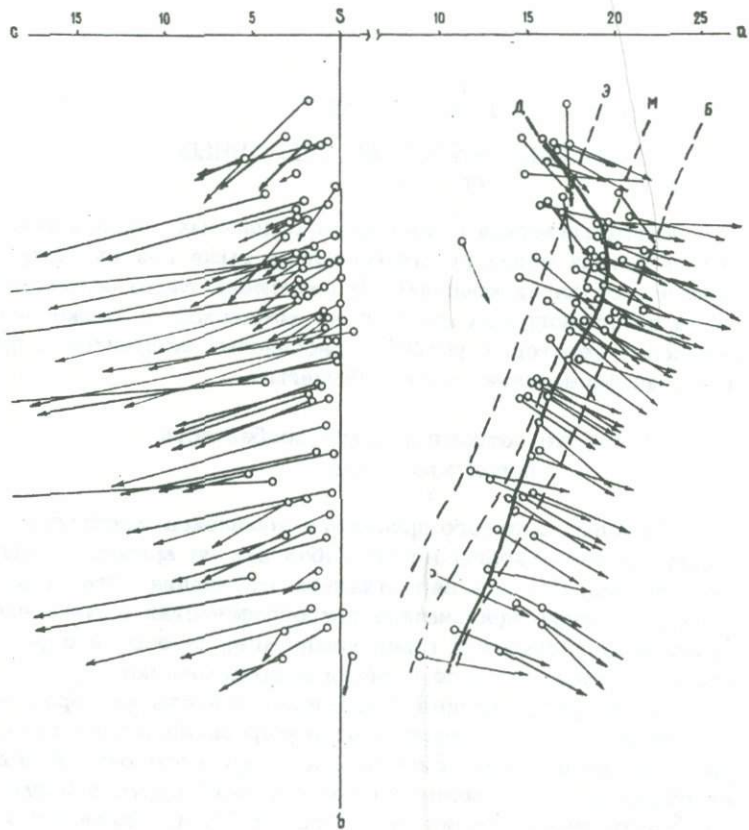


Рис. 24. Диаграмма химических составов пород дункельдыцкого комплекса (по методу А.Н. З ϵ варицкого).

Вариационные линии: Э - Этны; М - Марос-Хайвуд; Б - Буфимбиры; Д - калиевого щелочного комплекса Восточного Памира.

Т а б л и ц а 18

Средний химический состав главных типов калиевых щелочных пород
Восточного Памира

Породы фаз	Север- ный дай- ковый пояс	Южный дайковый пояс		Трубки взрыва, некки		Верхнедункельдыкский субвулканический массив				Средне- взвешенное для комп- лекса
		<i>Px-Sd</i> сиенит- порфиры	Псевдолей- цитовые тингуаиты	<i>Px-Sd</i> сиенит- порфиры	Фергусит порфиры и близкие им поро- ды	Фергуси- ты, боро- ланиты, псевдолей- цитовые породы	Сиениты и сиенит- порфиры	Сиенит- порфиры	Граносие- нит-пор- фильные фирры	
Площадь выхода пород, %	1	1	1	1	9	50	20	5	12	100

<i>SiO₂</i>	58,90	52,75	52,32	53,60	45,33	45,96	54,25	56,28	65,25	50,73
<i>TiO₂</i>	1,29	0,86	0,94	0,81	1,12	1,22	0,78	0,55	0,33	0,97
<i>Al₂O₃</i>	13,67	14,93	15,89	14,11	11,96	13,46	14,85	16,97	14,60	13,96
<i>Fe₂O₃</i>	2,26	4,80	4,86	4,02	4,66	5,05	3,15	2,83	1,82	4,07
<i>FeO</i>	2,54	1,25	1,60	1,49	3,15	1,95	1,19	1,23	1,11	1,76
<i>MnO</i>	0,08	0,11	0,19	0,09	0,14	0,13	0,10	0,09	0,05	0,11
<i>MgO</i>	2,84	2,12	1,40	1,95	4,82	3,06	1,76	0,99	0,91	2,56
<i>CaO</i>	5,51	6,64	5,73	7,17	11,98	15,03	8,26	6,22	3,18	11,19
<i>K₂O</i>	8,57	9,50	8,33	8,85	7,37	6,20	9,27	7,80	7,00	7,19
<i>Na₂O</i>	1,80	1,51	2,84	1,88	1,57	1,35	2,06	3,07	2,92	1,81
<i>BaO</i>	0,47	0,68	не опр.	0,86	1,28	1,45	1,09	0,45	0,12	1,12
<i>P₂O₅</i>	0,94	0,48	0,18	0,64	1,24	0,93	0,53	0,27	0,10	0,73
<i>F</i>	0,49	0,69	0,41	0,29	0,31	0,62	0,82	0,62	0,93	0,66
<i>CO₂</i>	0,54	1,74	1,50	не опр.	4,22	не опр.	1,47	не опр.	не опр.	
<i>n.n.n.</i>	1,37	4,65	5,38	4,95	5,65	4,66	2,99	3,45	2,45	4,07
Сумма	100,24	100,28	99,48	100,22	100,57	100,45	100,27	100,00	99,64	100,27

Продолжение табл. 18

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому и дополнительные коэффициенты главных типов калиевых щелочных пород (по средним составам)

	1	1	1	1	9	50	20	5	12	100
<i>s</i>	68,0	63,8	64,3	64,4	54,2	53,0	63,8	67,8	75,4	60,8
<i>a</i>	16,3	18,0	19,6	17,3	14,5	12,0	18,4	18,6	16,7	14,9
<i>c</i>	0,9	1,5	1,6	1,2	1,0	2,9	1,0	2,6	1,5	2,3
<i>b</i>	14,8	16,7	14,5	16,9	30,3	32,1	16,8	11,2	6,4	22,0
<i>Q</i>	2,5	-9,9	-12,2	-6,6	-21,6	-20,9	-10,2	-5,2	15,9	-10,5
<i>f'</i>	29,4	33,6	42,5	30,6	24,0	16,2	23,7	34,0	38,7	24,9
<i>m'</i>	38,1	22,4	17,5	20,2	27,7	16,2	18,3	16,0	23,7	20,7
<i>c'</i>	38,5	44,0	50,0	49,2	48,3	67,6	58,0	50,0	37,6	54,4
<i>n</i>	24,3	19,2	34,2	21,4	24,3	25,0	27,2	37,7	38,9	27,6
<i>t</i>	1,6	1,2	1,4	1,1	1,8	1,0	1,1	0,7	0,4	1,4
<i>φ</i>	12,8	25,9	30,0	21,2	13,5	13,1	16,2	25,0	13,8	16,5
<i>a : c</i>	18,8	12,0	12,2	14,4	14,5	4,1	18,4	7,2	11,1	6,5
$\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100$	41	47	60	49	38	43	45	57	60	4,4
$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	0,40	1,76	1,36	1,19	0,66	1,15	1,12	1,00	0,67	1,01
$\frac{(Na_2O + K_2O)}{(Na_2O + K_2O + CaO)}$	0,48	0,53	0,57	0,47	0,32	0,24	0,46	0,53	0,70	0,34
$\frac{(Na_2O + K_2O)}{Al_2O_3}$	0,67	0,85	0,87	0,87	0,96	0,67	0,90	0,78	0,92	0,77
$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	7,35	6,01	5,58	6,46	6,45	5,84	6,23	5,64	7,59	6,21
$\frac{MgO}{CaO}$	0,71	0,42	0,34	0,36	0,53	0,27	0,29	0,22	0,39	0,32

става пород и ходе дифференциации щелочного расплава. В последней графе приведен средневзвешенный состав комплекса в целом.

Все породы комплекса характеризуются прежде всего резким преобладанием калия над натрием. Величина n колеблется от 19,2 до 38,9. Другой важной особенностью химизма пород комплекса является их высокая щелочность. Параметр „а“ изменяется от 12,0 до 19,6. Количество полевошпатовой извести, определяемое коэффициентом „с“ невелико, в отдельных анализах значение его оказывается отрицательным.

По классификации А.Н.Заварицкого, породы дункельдыкского комплекса попадают в У и У1 классы слабонасыщенных и ненасыщенных SiO_2 пород, и лишь в северном дайковом поясе породы насыщены SiO_2 ($Q = 2,5$). Отношение а:с во всех случаях достаточно высокое и по этому признаку породы следует считать богатыми щелочами. Величина „b“ в них изменяется в широких пределах - от 6,4 до 32,1, что позволяет построить общую вариационную линию дифференциации калиевой щелочной магмы (см. рис. 24). Эта линия проходит между кривой типа Марос-Хайвуд и кривой типа Буфимбира. Пологий наклон векторов в правой части диаграммы отражает высокое содержание в породах комплекса свободной извести.

На петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого вариационная линия дифференциации дункельдыкского комплекса в верхней части изгибается влево. Это так называемая пантеритовая тенденция, наблюдаемая в некоторых щелочных сериях Африки, Аравии и Средиземного моря. Считается, что комплексы с пантеритовой тенденцией появляются в районах с большой мощностью сиала, где щелочная базальтоидная магма в результате ассимиляции обогащается кремнеземом (Заварицкий, 1940).

Для пород дункельдыкского комплекса был построен график зависимости содержания извести и щелочей от кислотности (рис. 25). На основании графика установлен индекс Пикока, который оказался равным 49,5. Такое значение известково-щелочного индекса характерно для наиболее щелочных серий.

Исходя из геологических и петрографических данных, мы предположили, что пироксен-санидиновые сиенит-порфиры и

псевдолейцитовые тингуаиты образовались из обособившегося на ранней стадии развития комплекса самостоятельного промежуточного очага. Из аналогичного промежуточного очага образовались породы северного дайкового пояса. Фергусит-порфиры же трубок взрыва представляют собой

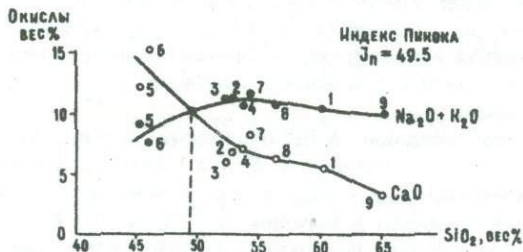


Рис. 25. График зависимости содержания извести и щелочей от кислотности в породах дункельдыкского комплекса.

продукт кристаллизации недифференцированного расплава, внедрившегося непосредственно из глубинного очага. Дифференциация этого расплава дала все разнообразие пород Верхнедункельдыкского массива.

Положение пород наиболее ранних фаз — пироксен-санидиновых сиенит-порфиров и тингуаитов в средней части линии дифференциации — как раз — таки объясняется тем, что породы южного дайкового пояса образовались из самостоятельного промежуточного очага, где расплав, поступивший из глубины, прошел "ускоренную" дифференциацию.

Вариационная диаграмма Харкера (рис. 26) для пород дункельдыкского комплекса не дает ясного представления о характере дифференциации щелочной магмы. На ней породы I — IV фаз нарушают общую направленность в изменении содержания петрогенных элементов, так как оказываются более богатыми кремнеземом, чем породы V фазы. Если же мы построим диаграмму, где по оси абсцисс отложим во временной последовательности фазы внедрения щелочного расплава (породы северного дайкового пояса помещены в начале диаграммы произвольно), а по оси ординат — содержа-

ния отдельных компонентов в молекулярных процентах, то получится весьма любопытная и наглядная картина (рис. 27). Дифференциация в породах дайковых поясов и в трубках взрыва, включая Верхнедункельдыкский массив, имеет

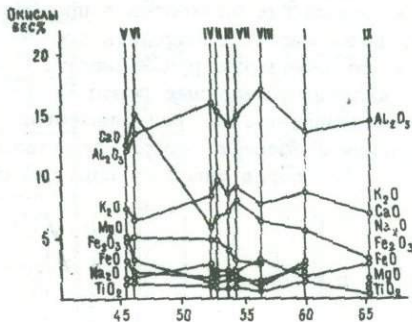


Рис. 26. Вариационная диаграмма Харкера для пород дункельдыкского комплекса.

разное направление. Породы северного и южного дайковых поясов обнаруживают со временем уменьшение содержания SiO_2 , MgO и TiO_2 . Количество же $Fe_2O_3 + FeO$ при этом растет. Наоборот, в породах У-1λ фаза содержание SiO_2 в ходе дифференциации возрастает, а $Fe_2O_3 + FeO$ падает. Особенно резко уменьшается в этом ряду содержание CaO , тогда как в породах дайковых поясов оно остается практически неизменным. Все это подтверждает предположение об образовании пород 1-1У групп из обособленных промежуточных очагов.

К аналогичному выводу мы приходим при рассмотрении графика зависимости железистости от кислотности пород. Из рис. 28 видно, что породы 1-1У групп обнаруживают во времени уменьшение кислотности и увеличение железистости, тогда как в породах остальных групп увеличение железистости сопровождается одновременным увеличением кислотности пород.

Таким образом, анализ петрохимических данных, давая общую характеристику комплексу, указывает на сложную картину дифференциации щелочного расплава как в глубинном, так и в промежуточных очагах.

2. Геохимическая характеристика пород

Изучение геохимических особенностей того или иного комплекса от фазы к фазе позволяет проследить геохимическую эволюцию отдельных элементов в процессе его становления и дает возможность определить его геохимическую специализацию и потенциальную рудоносность. С этой целью отдельные типы калиевых щелочных пород Восточного Памира были проанализированы на ряд элементов. Анализировались в основном сборные пробы, составленные из индивидуальных проб пород одной группы. Средние содержа-

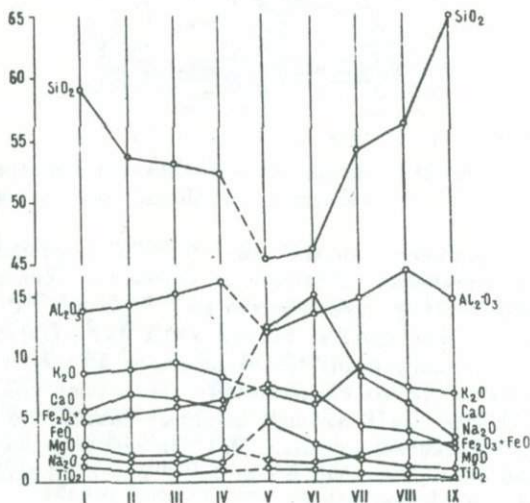


Рис. 27. Диаграмма изменения содержаний петрогенных элементов по фазам внедрения в породах дункельдыкского комплекса.

ния отдельных элементов приведены в табл. 19, 20. Кроме содержаний редких элементов в таблице приведены значения содержаний щелочей, кремнезема и летучих В и F, а также вычислены некоторые отношения.

Содержание редких элементов в калиевых щелочных породах
Восточного Памира, г/т

Группа тел	Породы	Число проб	Li	Rb	Cs	Tl	Sn	U	Th	B	Be	Ga	F
Южный дайковый пояс (ранний промежуточный очаг)	Пироксен-санидиновые сиенит-порфиры	14	45	402	10	4,3	6	9,3	99	23	19,0	21	4900
	Тингуаиты	26	86	339	19	4,8	7	9,9	99	23	2,0	27	4100
Трубки взрыва (глубинный очаг)	Фергусит-порфиры	7	41	307	24	3,6	6	8,4	56	24	9,8	21	3100
Верхнедункельдыкский массив (поздний и промежуточный очаг)	Фергуситы, борола-ниты	9	51	349	9	4,2	5	9,9	67	26	8,0	19	6200
	Щелочные сиениты	5	172	391	8	3,1	5	8,5	72	5	2,7	21	8200
	Сиенит-порфиры		40	390	26	5,4	5	9,9	99	15	-	21	6200
	Граносиенит-порфиры		46	426	8	8,1	6	9,9	93	13	3,0	22	6300
Северный дайковый пояс	Сиенит-порфиры												
	сельвсбергиты	14	40	473	8	2,7	16	9,9	99	12	-	25	4900
	Средневзвешенное по комплексу	86	73	367	8	4,4	5,4	9,9	75	19	6,4	20	6600
	Среднее для формации К щелочных габброидов по Л.Бородину и Е.Осокину		37	346	14	-	4,4	6,1	26	22	6,0	20,4	-

Т а б л и ц а 20

Содержание некоторых петрогенных элементов (в %), уран-ториевое и калий-рубидиевое отношение в калиевых щелочных породах Восточного Памира

Группы тел	Породы	Ba	Ti	K	Na	Si	Th/U	K/Rb
Южный дайковый пояс (ранний промежуточный очаг)	Пироксен-саниди- новые сиенит-порфиры	0,51	0,50	7,9	1,3	25,3	13,0	196
	Тингуанты	Не оп.	0,58	6,9	2,1	24,6	5,6	204
Трубки взрыва (глубин- ный очаг)	Фергусит-порфиры	1,15	0,64	6,1	1,2	21,3	6,7	199
Верхнедункельдыкский массив (поздний про- межуточный очаг)	Фергуситы, бороланиты	1,31	0,73	5,1	1,0	21,6	6,3	148
	Щелочные сиениты	0,98	0,47	7,7	1,5	25,5	8,5	196
	Сиенит-порфиры	0,40	0,33	6,3	2,3	26,4	9,2	161
Северный дайковый пояс	Граносиенит-порфиры	0,11	0,20	5,8	2,2	30,7	5,7	136
	Сиенит-порфиры сельв сбергиты	1,01	0,77	7,1	1,3	27,7	18,1	150
Средневзвешенное по комплексу		1,02	0,97	6,0	1,3	24,0	7,2	162
Среднее для формации К щелочных габброидов по Л.Бородину и Е.Осокину		0,27	-	-	-	-	4,3	-

Редкие щелочи

Содержание лития в среднем по комплексу почти в два раза выше среднего значения для данной формации, тогда как рубидий и цезий присутствуют в количествах, близких

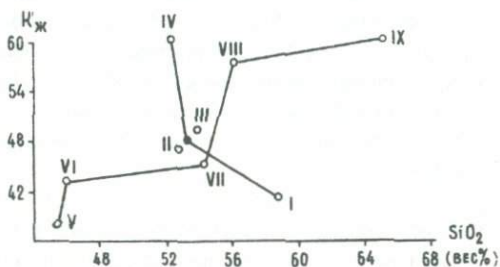


Рис. 28. Зависимость коэффициента железистости от кислотности в породах дункельдыкского комплекса.

к среднему для формации (Бородин, Осокин, 1971). Максимальное количество лития обнаруживается в щелочных сиенитах. Зависимости между концентрациями лития и кремния или лития и калия не наблюдается. Рубидий несколько накапливается в породах последних фаз комплекса, тогда как цезий не обнаруживает какой-либо закономерности в этом отношении. Калий-рубидиевое отношение в общем падает от ранних фаз к поздним.

Таллий

Среднее содержание таллия в породах комплекса 4,4 г/т, что выше кларка таллия даже для кислых пород и почти в 50 раз превышает кларк этого элемента для основных пород (Виноградов, 1962). Таллий накапливается довольно отчетливо в поздних продуктах дифференциации щелочной магмы. Минимальное содержание его оказывается в породах северного дайкового пояса. С калием наблюдается нечеткая обратная корреляция (Дмитриев и др., 1973).

Олово

Концентрация олова во всех породах комплекса, за исключением пород северного дайкового пояса, практически одинакова и близка к кларку олова для калиевых щелочных

габброидов по Л.Бородину и Е.Осокину. В породах же северного дайкового пояса содержание олова намного выше и превышает кларковое в 3,5 раза.

Радиоактивные элементы

Породы комплекса характеризуются высоким содержанием урана и тория, превышающем кларковое даже для формации калиевых щелочных габброидов. Минимальное содержание радиоактивных элементов оказывается в недифференцированных породах трубок взрыва, образовавшихся при внедрении расплава из глубинного очага. Характерно большое торий-урановое отношение, особенно высокое в породах северного дайкового пояса.

Бор

Бор относится к летучим элементам, обычно накапливающимся в последних магматических дифференциатах. В рассматриваемых породах такой закономерности не наблюдается. Среднее содержание бора в породах комплекса несколько ниже кларка этого элемента для калиевых щелочных пород.

Фтор

Среднее содержание фтора в породах комплекса 6600 г/т, что намного выше кларка фтора даже для кислых пород. Фтор содержится во флогопите и флюорите, которого особенно много в породах Верхнедункельдыкского массива. В этом массиве происходит отчетливое накопление фтора в поздних дифференциатах. Однако и в недифференцированных породах трубок взрыва содержание фтора довольно высокое, и значит источник фтора следует помещать в мантию, где зародилась щелочная магма.

Бериллий

Содержание бериллия в среднем по комплексу близко его кларку в породах калиевой габброидной формации. Максимальная концентрация этого элемента наблюдается в наиболее ранних породах комплекса — пироксен-санидиновых сиенит-порфирах и в фергусит-порфирах трубок взрыва.

Барий

Все породы комплекса резко обогащены барием. Среднее содержание его в породах комплекса 1,02%, что в четыре раза выше кларка данного элемента для формации калиевых щелочных габброидов. Причем максимальное содержание бария наблюдается не в лейкократовых породах,

как следовало бы ожидать, исходя из представлений о вхождении его в полевые шпаты, а в наиболее меланократовых разностях, образованных при кристаллизации недифференцированного расплава. Интересно отметить, что породы северного дайкового пояса, заметно отличающиеся от остальных пород комплекса по химизму и минералогии, также резко обогащены барием, что подтверждает правильность отнесения их в эту же группу. В постмагматическую стадию становления отдельных массивов комплекса барий выделяется в виде барита в гидротермальных жилах.

Галий

Содержание галия несколько увеличивается от ранних фаз к поздним. Такое увеличение концентраций наблюдается как в породах южного дайкового пояса, так и в породах Верхнедункельдыкского массива. Среднее содержание галия по комплексу соответствует его кларку в калиевых щелочных габброидах.

Редкие земли

Количественного определения редких земель не производилось. Однако полуколичественные спектральные анализы показывают высокое, до десятых долей процента, содержание лантана и церия. Редкие земли цериевой группы концентрируются во флюорите, флогопите, апатите и образуют самостоятельные минералы, такие как бастнезит, кордилит синхизит.

Титан

Концентрация титана закономерно изменяется от ранних фаз к поздним в породах Верхнедункельдыкского массива. Так, если в фергуситах и бороланитах его 0,73%, то в граносиенит-порфирах - 0,20%. Титан в основном входит в состав титанистого граната - меланита и в сфен. Вместе с тем в породах южного дайкового пояса в ранних пироксен-сиенитовых сиенит-порфирах содержание титана несколько меньше, чем в более поздних тингуанитах. Очень высокая концентрация титана наблюдается в породах северного дайкового пояса. Здесь титан входит в рутил, который в больших количествах отмечается во всех породах пояса.

Рассмотрение геохимии отдельных элементов в комплексе калиевых щелочных пород Восточного Памира позволяет сделать вывод о резком обогащении пород комплекса барием и фтором, содержания которых во много раз превышают

кларковые. Намечается также отчетливая геохимическая специализация пород комплекса на такие элементы, как литий, таллий, радиоактивные и редкоземельные элементы. По содержанию редких элементов калиевые щелочные породы Памира сопоставимы с щелочными породами калиевой щелочно-базальтоидной формации по Л.С.Бородину и Е.Д.Осокину (1970), отличаясь от нее повышенным количеством радиоактивных элементов и лития. Проявляется прямая связь между содержанием большинства редких элементов и концентрацией калия, а все указанные элементы находятся в прямой зависимости от содержания фтора. Эта связь является, по-видимому, следствием общности источника калия, фтора и большинства редких элементов, расположенного в верхней мантии (Могаровский и др., 1974).

ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ТРУБКАХ
ВЗРЫВА КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Во всех породах комплекса встречается большое количество разнообразных ксенолитов как вмещающих пород, так и продуктов ранних этапов кристаллизации щелочной магмы. Но особенный интерес представляют ксенолиты глубинных метаморфических пород, отмечающиеся в трубках взрыва и позволяющие судить о глубине образования щелочной магмы и о составе нижних частей земной коры и верхней мантии в этом районе.

Глубинные включения в большом количестве встречены лишь в двух трубках взрыва — "Лейцитовая" и "Эклогитовая". В остальных телах они отмечаются редко. В породах дайковых поясов и Верхнедункельдыкского массива глубинные метаморфические включения не наблюдались.

Среди глубинных ксенолитов устанавливаются эклогиты, в том числе дистеновые и плагиоклазовые, гранатовые пироксениты, гранулиты и гранатовые гнейсы (Дмитриев, 1966). Ксенолиты имеют округлую форму, размер их колеблется от 1 до 50 см. Эклогитовые и пироксенитовые включения значительно меньше по размеру гранулитовых и имеют более округлую форму. Некоторые ксенолиты обладают грубополосчатым строением, причем полосы эклогитов иногда чередуются с полосами гранатовых пироксенитов.

Б.Г.Лутц (1970), кратко характеризуя набор глубинных ксенолитов в трубках взрыва Восточного Памира, выделяет среди них породы гранулитовой фации типа основных чарнокитов, эклогитоподобные диопсид-гранат-плагиоклазовые породы, содержащие иногда кианит, и типичные эклогиты. Он

подчеркивает сходство этих пород с включениями в кимберлитах.

Эклогиты. Это темные средне- и крупнозернистые породы, состоящие в основном из красного или лилового граната и зеленого клинопироксена. В подчиненном количестве отмечается рутил, ильменит, апатит, иногда пирит. Плотность эклогитов в зависимости от степени их измененности варьирует от 2,9 до 3,4 г/см³. Под микроскопом породы обнаруживают панидиоморфнозернистую или келифитовую структуру (рис. 29).

Гранат образует изометричные зерна 0,5–2 мм в поперечнике. В шлифе он бесцветный или бледно-розовый. Зерна граната часто окружены келифитовой каймой. Показатель преломления граната колеблется от 1,762 до 1,773. Химический состав гранатов и их пересчеты на компонентный состав приведены в табл. 21. По сравнению с гранатами группы фаций С (Добрецов и др., 1970) гранат эклогитов Восточного Памира содержит меньше пиропового и больше альмандинового компонента, причем общая железистость его (F общ.=51,9–60,7%) превосходит предельное значение для эклогитов собственно эклогитовой фации (F общ.=50%).

Моноклиный пироксен слагает от 50 до 80% породы. Окраска его от темно-зеленой до светло-зеленой. В шлифе пироксен обычно бесцветный либо имеет буроватый или зеленоватый оттенок. Он образует короткостолбчатые и изометричные зерна размером 0,5–2 мм, часто окруженные келифитовой каймой. По особенностям химического состава (табл. 22) клинопироксен следует относить к омфакит-авгитам, близким пироксенам из эклогитов в гнейсовых комплексах (Добрецов и др., 1971). Он характеризуется высоким содержанием жадеитового (в среднем 21,7%) и чермакитового (в среднем 15,7%) компонентов.

Рутил в эклогитах образует значительно более мелкие, чем гранат и пироксен, зерна. Его количество достигает 5%. Зерна рутила имеют изометричную форму и желтовато-буровую окраску. В некоторых эклогитах вместо рутила отмечается сфен.

Апатит наблюдается в виде многочисленных мелких призматических кристаллов.

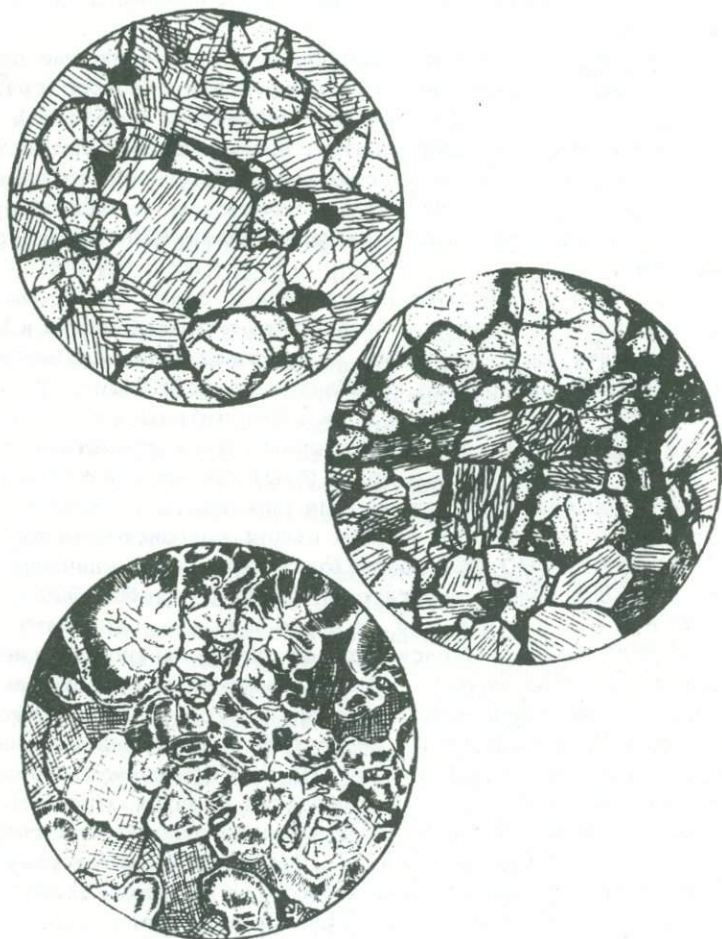


Рис. 29. Различные типы эклогитов, встречающиеся в виде ксенолитов в трубках взрыва на Восточном Памире: а - неизменный эклогит; б - дистеновый эклогит; в - келифитизированный эклогит. Увеличение $15\times$, без анализатора.

Т а б л и ц а 21

Химический и компонентный состав гранатов эклогитов
и некоторые их физические свойства

Компонент	№ анализа			
	182	T-6	Э-6	T-2
SiO_2	39,94	40,64	40,34	40,33
TiO_2	0,43	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	20,66	20,35	21,14	22,54
Fe_2O_3	6,20	1,63	2,02	1,43
FeO	15,17	17,95	18,67	22,08
MnO	0,46	0,37	0,40	0,35
MgO	7,32	10,12	7,81	9,35
CaO	9,29	6,54	9,58	3,65
K_2O	0,14	0,26	0,20	0,24
Na_2O	0,00	0,30	0,27	0,19
P_2O_5	0,26	0,00	0,09	0,00
Сумма	99,87	100,16	100,52	100,16
Пироп	24,9	38,9	30,3	37,7
Альмандин	48,5	38,9	40,4	51,0
Гроссуляр	25,5	18,2	24,5	6,5
Андрадит	-	-	3,9	4,0
Спессартин	1,1	0,9	0,9	0,8
F общ. мол. %	60,7	51,9	59,4	58,3
N	1,770	1,762	1,768	1,773
Уд. вес	Не опр.	3,84	3,82	4,20

П р и м е ч а н и е. При расчете ан. 182 окисное железо пересчитано на закисное.

Т а б л и ц а 22

Химический и компонентный состав пироксенов из эфлюитов и некоторые их физические свойства

Компонент	№ анализа				
	T-6	Э-6	T-1	Э-2	T-35
SiO_2	50,88	52,44	51,54	49,90	52,76
TiO_2	0,70	1,06	0,60	1,24	0,43
Al_2O_3	3,72	8,26	11,73	9,52	11,89
Fe_2O_3	2,14	3,00	3,18	3,40	4,52
FeO	7,06	4,78	3,06	4,85	2,76
MnO	0,00	0,00	0,07	0,00	0,07
MgO	12,50	8,50	9,10	9,57	7,90
CaO	19,57	16,54	16,24	18,56	14,63
K_2O	0,52	1,17	0,95	0,74	0,37
Na_2O	2,53	4,04	3,50	2,41	4,72
P_2O_5	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00
Сумма	99,56	99,79	100,06	100,19	100,05
Диопсид	44,0	46,7	42,4	55,2	44,5
Геденбергит	17,6	15,0	9,5	15,6	8,4
Энстатит	5,0	4,5	5,3	3,5	2,1
Чермакит	15,0	8,0	20,0	21,0	14,8
Жадеит	14,3	25,7	22,7	15,7	30,2
Эгирин	4,7	-	-	-	-
F общ.мол.%	28,7	33,1	26,7	31,6	32,6
N_g	1,705	1,693	1,702	He опр.	1,702
N_p	1,680	1,672	1,670	He опр.	1,671
Уд.вес	He опр.	3,21	3,16	He опр.	3,16

Более поздние преобразования эклогитов выражаются в развитии бурого биотита и келифитовых кайм вокруг граната и пироксена. Иногда в эклогитах встречается бурый титанистый амфибол.

Кроме собственно эклогитов в виде ксенолитов в трубках отмечаются эклогитоподобные породы с плагиоклазом или со скаполитом. Гранат в них имеет более высокий показатель преломления — 1,780–1,785. Состав плагиоклаза колеблется от лабрадора № 60 до анортита № 95. Встречаются также ксенолиты дистеновых эклогитов. В них дистен, как правило, сопровождается кварцем и санидином.

Часто наблюдается гранулитизация эклогитов, выражающаяся в развитии по ним кварц-полевошпатового вещества. При этом гранат приобретает более железистый состав. Такая порода имеет пятнистый облик.

По своему химическому составу (табл. 23, ан. 78–81) эклогиты, обнаруженные в трубках взрыва щелочных пород Восточного Памира, близки к эклогитам, встречающимся в кимберлитовых телах. От эклогитов метаморфических комплексов они отличаются меньшим значением параметра S и Q (Дмитриев, 1966). Особенности же состава гранатов и пироксенов свидетельствуют, наоборот, о большой их близости к эклогитам метаморфических комплексов. Скорее всего, эклогиты трубок Восточного Памира являются образованиями, промежуточными между ними. Относительно того, являются ли они породами мантии или коры, судить трудно. Отсутствие переслаивания эклогитов с гранулитами и гнейсами свидетельствует о том, что они образуют самостоятельный горизонт, а не являются частью гнейсового комплекса. Это предположение подтверждается также нахождением ксенолитов, в которых эклогиты чередуются с пироксенитами.

Пироксениты. Породы, состоящие в основном из пироксена, встречаются реже эклогитов. Они иногда содержат в своем составе гранат и в пределах одного ксенолита сменяются эклогитами. Пироксениты представляют собой зеленые, обычно крупнозернистые породы. Пироксен в них имеет более светлую окраску, чем в эклогитах. Под микроскопом порода обнаруживает панидиоморфную структуру. Химический состав пироксена в пироксените таков (в вес. %): SiO_2 — 53,24; TiO_2 — 0,70; Al_2O_3 — 11,96; Fe_2O_3 — 4,12;

Т а б л и ц а 23

Химический состав ксенолитов эклогитовой и гранулитовой фаций метаморфизма в трубках взрыва

Компо- нент	№ анализа										
	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88
SiO_2	48,47	47,84	44,44	41,59	47,15	44,57	50,30	52,87	56,15	56,11	59,65
TiO_2	0,85	0,48	2,13	2,60	0,42	0,27	0,86	1,00	0,64	1,01	0,58
Al_2O_3	11,27	12,08	15,84	16,42	19,99	10,79	10,44	16,68	18,09	21,49	18,18
Fe_2O_3	4,48	5,32	6,03	5,85	6,39	2,48	4,24	3,91	3,92	7,00	5,20
FeO	4,72	3,30	7,69	9,12	3,23	1,90	3,38	4,21	5,10	3,77	2,51
MnO	0,15	0,12	0,18	0,29	0,14	0,06	0,05	0,14	0,12	0,14	0,10
MgO	9,84	5,57	7,00	5,81	7,36	6,52	8,00	5,08	1,95	2,45	2,78
CaO	14,87	14,11	8,93	12,92	10,93	21,06	15,25	6,81	5,39	2,17	6,11
K_2O	1,06	1,78	1,68	0,77	1,61	2,12	1,63	3,76	5,37	4,17	1,93
Na_2O	2,32	3,10	4,10	2,16	1,92	2,16	2,97	2,80	2,10	1,08	1,16
P_2O_5	0,11	4,00	0,16	0,81	0,16	4,00	0,15	0,26	0,29	0,22	0,20
п. п. п.	2,02	2,30	1,72	1,16	0,98	4,50	2,56	2,12	0,76	0,72	1,89
Сумма	100,16	100,00	99,90	99,50	100,28	100,43	99,77	99,64	99,99	100,44	100,29

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

	№ анализа										
	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88
<i>s</i>	52,9	58,7	52,7	52,5	56,9	53,8	54,8	64,0	67,9	61,8	70,5
<i>a</i>	6,3	10,2	11,5	5,5	6,9	8,1	8,4	12,1	13,1	8,2	5,5
<i>c</i>	4,0	3,7	5,0	8,9	10,6	3,6	2,4	5,7	6,3	2,5	7,7
<i>b</i>	36,8	24,4	30,8	33,0	25,6	34,5	34,4	18,2	12,7	27,5	16,3
<i>Q</i>	-10,8	-3,7	-22,8	-14,8	-10,6	-13,2	-9,6	-1,9	3,3	4,7	22,3
<i>f'</i>	21,6	27,0	41,5	45,0	35,7	12,3	18,7	42,2	67,8	33,7	44,1
<i>m'</i>	42,3	36,9	38,9	31,3	51,1	33,7	37,2	0	27,1	14,5	29,9
<i>c'</i>	35,6	36,1	19,6	23,7	13,2	54,0	44,1	7,8	5,1	51,8	
<i>n</i>	76,2	72,5	79,0	91,0	64,6	61,2	73,3	53,2	37,3	28,0	47,5
<i>t</i>	0,8	0,7	3,3	4,6	0,6	0,5	1,2	1,5	0,7	1,3	0,8
<i>φ</i>	9,8	17,6	16,9	16,0	22,6	6,7	9,9	18,8	27,1	20,9	28,6
<i>a:c</i>	1,6	2,8	2,3	0,6	0,6	2,2	3,5	2,1	2,1	3,2	0,7

П р и м е ч а н и е. 78-80 - эклогиты; 81 - эклогит с ильменитом;
 82 - эклогит с дистеном; 83-84 - пироксениты; 85 - гранулитизированный эклогит; 86 - гранулит; 87 - дистеновый гранулит;
 88 - гранулит с графитом.

FeO - 2,44; MnO - 0,07; MgO - 5,78; CaO - 15,18; K_2O - 0,75; Na_2O - 5,23; все это в расчете на минералы составляет: диопсид - 33,2%, геденбергит - 8,7, жадеит - 42,8, авгит - 11,6, иогансенит - 1,9, Ti минерал - 1,8%. По сравнению с пироксенами эклогитов данный пироксен содержит значительно больше жадеитовой составляющей.

Угол cNg у пироксена $40-45^\circ$, угол $2V$ - от $+66$ до $+72^\circ$. По оптическим свойствам пироксен соответствует омфашиту.

Кроме пироксенитов, состоящих из одного моноклинного пироксена, встречаются разновидности, содержащие еще и ромбический пироксен. Угол оптических осей у него от -60 до -70° , плеохроизм от розоватого до слабо-зеленоватого. Судя по этим свойствам, пироксен относится к гиперстену.

В некоторых ксенолитах пироксенитов отмечается большое количество апатита, образующего призматические кристаллы от $0,1$ до 2 мм в длину. Весьма характерно присутствие кали-натрового полевого шпата с малым углом оптических осей. Последний наблюдается в интерстициях между изометричными зернами пироксена и, кроме того, в мелких симплектитовых вростках в краевых частях зерен пироксена.

Гранулиты. В этой группе пород, встречающейся в виде ксенолитов, выделяются две разновидности: пятнистые гранат-пироксен-полевошпатовые породы, образовавшиеся, по-видимому, при гранулитации эклогитов и гранат-дистеновые гранулиты прогрессивной стадии метаморфизма.

Гранат-пироксен-поливошпатовые гранулиты состоят из розового граната, моноклинного пироксена зеленоватого цвета и полевых шпатов. Среди последних наблюдается санидин и плагиоклаз. Санидин обладает высоким показателем преломления, достигающим по Ng - $1,530$. Плагиоклаз имеет состав от олигоклаза до андезина. Наблюдались породы как с одним санидином или плагиоклазом, так и с обоими минералами. Иногда в гранулитах отмечался кальциевый скаполит. Гранат в рассматриваемых породах имеет $N = 1,785-1,792$, часто его зерна оказываются окруженными келифитовой каймой с обильными выделениями рудного минерала.

Моноклинный пироксен имеет угол с Ng от 41 до 47° , $2V = 56-60^\circ$. Преломление его по $Ng = 1,694$, по $Np = 1,675$. По приведенным свойствам пироксен следует относить к омфакиту. Обычно он почти полностью разложен с образованием богатых рудным келифитовых кайм. Так же, как и в эклогитах, в зернах пироксена из гранулитов наблюдается краевая зона, содержащая мельчайшие выделения кали-натрового полевого шпата. Дистен в рассматриваемых породах отмечается редко и всегда в ассоциации с кали-натровым полевым шпатом.

Гранат-дистеновые гранулиты прогрессивной стадии не содержат пироксена. Они всегда обогащены кварцем, количество которого достигает в некоторых случаях 50%. Кали-натровый полевой шпат в них встречается либо с плагиоклазом, либо без него, слагая до 40% породы. Он не содержит пертитов. Угол $2V$ у него составляет $20-30^\circ$, $Ng - 1,530$. Таким образом, кали-натровый полевой шпат следует относить к высокопреломляющему санидину, содержащему анортитовую и цельзиановую составляющие в значительном количестве. Характерно, что в породах с преобладающим плагиоклазом зерна дистена всегда окружены каймой кали-натрового полевого шпата.

Гранатовые гнейсы. Породы, содержащие в своем составе биотит, образуют крупные и значительно менее округлые включения в трубках взрыва. Они к тому же никогда не переслаиваются с эклогитами и пироксенитами. Эти косвенные признаки указывают на значительно меньшую глубину залегания гнейсовых толщ.

Гранат в гнейсах имеет алмандиновый состав. Преломление его - $1,798-1,810$. Биотит имеет бурую в шлифе окраску, преломление его по $Nm = 1,642$. Сиалическая часть гнейсов представлена плагиоклазом № 15-20, тонкопертитовым кали-натровым полевым шпатом с углом $2V = 60-70^\circ$ и кварцем.

Таким образом, рассмотрение формы ксенолитов, их химического и минералогического состава, а также состава породообразующих минералов указывает на самостоятельность эклогитовых и пироксенитовых включений. Это позволяет предполагать ниже гранулитового слоя наличие горизонта, сложенного эклогитами и пироксенитами. Симплектитовые вставки кали-натрового полевого шпата в краевых частях

зерен моноклинного пироксена едва ли являются результатом влияния нахождения рассматриваемых ксенолитов в фергусите. Возможно, что здесь мы наблюдаем сиенитовый анатексис с выделением калишпатовой жидкой фазы из эклогитов и пироксенитов. Это явление требует самого тщательного изучения.

Ксенолиты, отмечаемые в трубках взрыва калиевых щелочных пород на Восточном Памире, позволяют представить примерный разрез земной коры в этом районе. Под осадочным чехлом палеозойских пород, прорванных мезозойскими и кайнозойскими гранитоидами, залегает кристаллический фундамент, сложенный различными гнейсами и кристаллическими сланцами амфиболитовой фации метаморфизма. Его строение, вероятно, близко к строению кристаллических толщ Юго-Западного Памира. Ниже гнейсовых толщ следует горизонт гранулитов, образовавшихся в прогрессивную стадию метаморфизма. Затем идет слой разуплотненных гранулитизированных эклогитов, постепенно переходящих в неизмененные эклогиты. Еще ниже следуют эклогиты, чередующиеся с пироксенитами. Эклогиты, как уже указывалось, несут черты как мантийных, так и коровых образований. Пироксениты являются образованиями собственно мантии.

Явления анатексиса в эклогитовом и пироксенитовом слое приводят к выплавлению сиенитового расплава. В гранулитах эти же явления обуславливают выделение кварц-сиенитового расплава. Фергуситовый расплав образовался заведомо глубже эклогитов и пироксенитов. О составе субстрата, из которого он выплавлялся, прямых сведений нет.

Наличие разноглубинных ксенолитов в трубках взрыва калиевых щелочных пород от встречающихся на поверхности кварц-альбит-серицитовых сланцев и гранитов до эклогитов и пироксенитов служит указанием на быстрый взрывной подъем щелочной магмы через всю толщу земной коры. Это ставит под сомнение представление Ю.Н.Хильтова (1959) и других, считающих, что камеры взрыва образуются на глубинах не более 2-3 км. Вместе с тем щелочные породы, содержащие в своем составе разноглубинные ксенолиты, можно рассматривать, как наиболее близкие к составу родоначальной магмы. Следовательно, в исходном глубинном очаге расплав имел состав фергусит-порфира.

Г Л А В А У 1

ГЕНЕЗИС КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД САРЫКОЛЬСКОГО ХРЕБТА

По вопросу о генезисе щелочных пород существуют разные мнения. Согласно концепции Р.Дэли (*Daly*, 1918), щелочная магма возникает при ассимиляции расплавом известняков. С.Шенд (*Shand*, 1930), развивая представления Дэли, пришел к выводу, что любая десиликация, вызванная ассимиляцией недосыщенных кремнеземом пород, может привести к образованию пересыщенного щелочами расплава. Гипотеза Дэли-Шенда не объясняет многие закономерности в распространении щелочных пород и их особенности. В частности, не ясно, почему щелочные породы приурочены к устойчивым блокам земной коры, почему они завершают тектоно-магматические циклы и часто имеют связь с глубинными разломами.

Смит (*Smyth*, 1927) основным условием возникновения щелочных пород считал глубокие расколы на платформах, которые, нарушая термодинамические условия кристаллизации гранитной магмы, вызывают интенсивный подъем летучих и щелочей, что приводит к обогащению щелочами верхней части магматической колонны.

Н.Боуэн (*Bowen*, 1945) появление щелочных расплавов связывает с явлениями кристаллизационной дифференциации, при которой в остаточных расплавах происходит выделение лейшита вместо ортоклаза. При кристаллизации таких обогащенных лейшитом магм происходит образование калиевых щелочных пород.

Существуют и другие теории образования щелочных пород, в частности теория метасоматического их образования,

палингенного плавления соленосных толщ и т.д. Сейчас стало ясно, что не может быть одного универсального пути образования разнообразных щелочных пород. Каждая из этих теорий в конкретном случае может быть близка к истине, но она не исключает иного происхождения щелочных пород в других случаях. Вероятно, правы Ю.М.Шейнман, Ф.Р.Апельцин и Е.А.Нечаева (1961), утверждающие, что щелочные магмы возникают из любого известково-щелочного расплава при длительной его дифференциации в условиях спокойной тектонической обстановки. Кроме того, щелочные породы могут образовываться при ассимиляции магмой пород недосыщенных кремнеземом, а также в твердом состоянии при щелочном метасоматозе.

Для того чтобы получить более полное представление о генезисе калиевых щелочных пород Памира, следует рассмотреть следующие вопросы: 1) какова глубина зарождения и первоначальный состав магматического расплава; 2) как менялся состав магмы в связи с ее дифференциацией и каков характер этой дифференциации; 3) как происходил подъем магмы в верхний структурный ярус земной коры; 4) каково было взаимодействие щелочного расплава с вмещающими породами; 5) как влияли постмагматические изменения на щелочность пород. Очевидно, для решения поставленных вопросов необходимо использовать разнообразные данные по геологии, петрографии, петрохимии и геохимии щелочных пород, а также геофизические сведения по району.

1. Глубина зарождения и первоначальный состав магматического расплава

Частая связь щелочных интрузий с крупными разрывными нарушениями и приуроченность их к относительно спокойным в тектоническом отношении участкам земной коры обусловило то, что многие исследователи источники щелочной магмы помещают на большую глубину, считая их находящимися в верхней мантии. Данные по калиевым щелочным породам Восточного Памира подтверждают представление о глубинном происхождении щелочной магмы.

О глубине формирования очага, из которого образовался комплекс калиевых щелочных пород, можно судить по нали-

чию ксенолитов, эклогитов и пироксенитов в трубках взрыва, сложенных фергусит-порфирами. Эклогиты и пироксениты являются образованиями нижней части земной коры и верхней мантии. Таким образом, наличие ксенолитов эклогитов и пироксенитов свидетельствует об образовании калиевой щелочной магмы ниже земной коры, в верхней мантии, а в условиях Восточного Памира это глубины более 60 км.

Такой вывод полностью согласуется с исследованиями Г.С.Иодера и К.Э.Тилли (1965), которые установили, что эклогиты при температурах свыше 600° устойчивы на глубинах более 60 км, так как на меньших глубинах при меньших давлениях они переходят в базальт без плавления. Указанные авторы считают, что при плавлении эклогитового слоя могут образовываться как известково-щелочные, так и щелочные расплавы. Это объясняется некоторой разницей в температуре плавления при больших давлениях граната и омфацита. При плавлении омфацита образуется щелочной (но натровый) расплав, при плавлении же граната - толеитовый. Причина повышения роли калия вплоть до резкого преобладания его, как это наблюдается в нашем случае, остается невыясненной. Симплектитовые вростки кали-натрового полевого шпата, находящиеся в пироксене пироксенитов и эклогитов, свидетельствуют о том, что уже в начальный момент выплавления натрий замещается калием. Очевидно, источник калия располагается еще ниже, в мантии. В.С.Соболев источником калия считает расположенные там горизонты слюдястых пород (Соболев, 1972).

Состав пород, слагающих трубки взрыва на Памире, очень близок к среднему составу лейцитового базальта Дэли, отличается от него лишь несколько большим значением величины "в." Во всех телах породы имеют очень близкий состав, что указывает на почти полное отсутствие дифференциации в расплаве. Наличие же при этом многочисленных ксенолитов как глубинных пород, так и пород земной коры указывает на чрезвычайно быстрый подъем расплава, что помешало ему ассимилировать находящиеся в нем ксенолиты. Все это позволяет считать, что первоначальный состав магматического расплава, из которого образовались калиевые щелочные породы был близок составу лейцитового базальта.

2. Изменение состава щелочного расплава в процессе дифференциации и характер этой дифференциации

Образовавшийся в верхней мантии щелочной расплав, имевший состав лейцитового базальта, претерпел сложную дифференциацию на различных уровнях, что обусловило образование разнообразных пород — от фергуситов до граносиенит-порфиоров. Первыми в составе комплекса, однако, образовались не фергуситы, а пироксен-санидиновые сиенит-порфиры и псевдолейцитовые тингуаиты. Их внедрение произошло из промежуточного, более высоко расположенного очага, куда была отжата обедненная железом и магнием вследствие магматической дифференциации магма из верхней части глубинного магматического очага. Вместе с тем указанная промежуточная камера была все-таки на значительной глубине и давление в ней было выше двух килобар, так как в противном случае из щелочного расплава такого состава первым начал бы кристаллизоваться не санидин, а лейцит (Барт, 1956). Остывание расплава в промежуточном очаге привело к кристаллизации большого количества вкрапленников санидина, которые, всплывая, скопились в верхней части камеры. Интрузия этой богатой интрателлурическими вкрапленниками санидина магмы в трещины земной коры обусловила образование даек пироксен-санидиновых сиенит-порфиоров. Эта же магма, внедрившись вдоль регионального разлома, отделяющего Рушанско-Пшартскую зону от зоны Центрального Памира, образовала первую фазу трубок взрыва. Последние порции магмы из промежуточного очага содержали уже лишь небольшое количество интрателлурических вкрапленников санидина. Из этого остаточного расплава сформировались дайки псевдолейцитовых тингуаитов и микросиенитов.

Таким образом, изменение состава магмы в раннем промежуточном очаге и вызванное им изменение состава пород обусловлено преимущественно кристаллизационной дифференциацией. Некоторую роль здесь сыграли также процессы глубинной ассимиляции.

После завершения деятельности раннего промежуточного очага интродировала магма главного глубинного очага, из-

бравшая путем своего подъема плоскость регионального разлома. В основном эта магма внедрилась одноактно, без образования каких-либо промежуточных очагов. При этом сформировались трубки взрыва, содержащие ксенолиты всех горизонтов земной коры. Лишь под крупным Верхнедункельдыкским массивом, являющимся подводным каналом вулкана, образовался такой промежуточный очаг. При своей дифференциации он все более и более обогащался кремнеземом и обеднялся железом и магнием, в результате чего интродуцировавший из него расплав менял состав от фергуситового до граносиенитового. Первые порции пока еще слабо дифференцированной магмы дали фергуситы, бороланиты и псевдолейшистовые сиениты. Через некоторое время обедненная фермическими компонентами магма интродуцировала вдоль контакта псевдолейшистовых пород, образовав тела сиенитов и сиенит-порфиоров. Вероятно, главной причиной изменения состава магмы в промежуточном очаге под Верхнедункельдыкским массивом была на первых порах магматическая дифференциация, но, начиная с внедрения магмы состава щелочного сиенита, в ней стали преобладать явления кристаллизационной дифференциации. Остаточный расплав промежуточного очага под Верхнедункельдыкским массивом значительно обогатился кремнекислотой. Обычный ход дифференциации сиенитового расплава не мог привести к образованию граносиенит-порфиоров. Очевидно, это вызвано интенсивным плавлением и ассимиляцией богатых кварцем пород сиаля.

3. Подъем магмы в верхний структурный ярус

По наличию ксенолитов, их характеру, текстурным и структурным признакам пород, а также по некоторым особенностям их минералогического состава мы можем судить о том, как происходил подъем щелочной магмы в верхний структурный ярус из магматических очагов. Выше было показано, что основной особенностью калиевого щелочного магматизма Восточного Памира является образование промежуточных очагов, располагающихся на разных глубинах.

Внедрение магмы раннего промежуточного очага, образовавшей пироксен-санидиновые сиенит-порфиры и тингуаиты,

происходило спокойно, без взрывов, преимущественно в полости открытых трещин. Поэтому в этих породах почти полностью отсутствуют ксенолиты других пород. Какая-то часть магмы раннего промежуточного очага использовала в качестве пути своего подъема плоскость обновленного регионально-го разлома, но в основном ее подъем происходил по скрытому под осадочно-метаморфическим чехлом субширотному расколу фундамента. При внедрении магмы по открытым трещинам происходило ее вскипание и отделение газовой составляющей. В приконтактных частях даек пузырьки выделившегося газа, не успев уйти из породы до ее затвердевания, остались в ней законсервированными, а в центральных частях даек газовые пузырьки смогли подняться вверх и ушли из породы до полной ее кристаллизации. Одновременно с подъемом магмы и резким падением давления в ней произошло частичное плавление санидиновых вкрапленников. Затем на эти оплавленные вкрапленники снова начал нарастать санидин, но несколько иного состава — обогащенный *Na* и *Ca*.

В следующий импульс магматической деятельности внедрилась магма глубинного очага. Отсутствие следов дифференциации, наличие ксенолитов из различных горизонтов земной коры и стержневидная форма тел говорят о быстром, взрывном внедрении магмы и позволяют данные тела относить к образованиям типа трубок взрыва. При их формировании взрывы газов пробивали узкий канал, по которому затем поднималась щелочная магма. В некоторых случаях после затвердевания ее в верхней части канала происходил новый взрыв и по вновь пробитому каналу внедрялась туфоподобная масса или новая порция магмы. Таким путем образовались многофазные трубки взрыва.

По механизму внедрения трубки взрыва Восточного Памира схожи с кимберлитовыми трубками. Это сходство еще более усиливается, если учесть, что и те, и другие образовались в условиях слабой тектонической активности, а магматические очаги и кимберлитовой, и щелочно-базальтовой магмы расположены в подкоровых частях Земли. Наличие ксенолитов кристаллического фундамента и осадочного чехла в кимберлитовых телах Якутии послужило основанием считать очаги взрыва расположенными на границе чехла и фундамента, что для условий Сибирской платформы составляет около 2 км (Хильтов, 1958). Такого вывода о не-

большой глубине взрыва, вызвавшего образование щелочных трубок Памира, на основании нашего материала сделать нельзя. Более того, присутствие ксенолитов из всех горизонтов земной коры и даже из верхней мантии, а также более округлая форма глубинных ксенолитов и их меньший размер свидетельствуют о том, что магма от места своего зарождения продвигалась вверх путем взрыва. Этот вывод, конечно, нуждается в уточнениях и математическом расчете.

Из позднего промежуточного очага, расположенного под Верхнедункельдыкским массивом, магма также внедрялась часто взрывным путем. Об этом свидетельствует присутствие большого количества ксенолитов в псевдолейцитовых породах и в граносиенит-порфирах. Последние порции магмы интродировали в виде туфового материала, что также связано со взрывными явлениями в расплаве. В некоторых случаях магма, вероятно, достигала земной поверхности, о чем можно судить по наличию туфолов в составе Верхнедункельдыкского массива.

4. Взаимодействие щелочной магмы с вмещающими породами

При решении вопроса о происхождении щелочных пород часто большое значение придают процессам взаимодействия магмы с вмещающими породами, в частности с известняками. Анализ материала по щелочным породам Памира показывает отсутствие явлений ассимиляции известняков. Среди многочисленных ксенолитов, отмечаемых в них, карбонатные породы почти не встречаются. Очевидно, кроме глубинной ассимиляции на месте зарождения щелочной магмы и некоторой ассимиляции в промежуточных очагах эти процессы играли очень незначительную роль и мало влияли на изменение состава расплава. Об этом свидетельствует практически одинаковый состав пород во всех трубках взрыва, а также одинаковый состав пироксен-санидиновых сиенит-порфиров и тингуаитов на всем протяжении 30-километрового пояса вне зависимости от того, располагаются ли они в гранитах, терригенных породах перми и триаса, или в карбонатных породах юры. Отсутствие ассимиляции объясняется тем, что внедрение щелочного расплава происходило очень быстро в полости

открытых трещин или в пробитые газами каналы, а малый размер тел обусловил быструю его кристаллизацию.

Вместе с тем в промежуточных очагах ассимиляция магмой вмещающих пород заметно проявляется. Так, породы раннего промежуточного очага содержат больше SiO_2 , чем глубинная исходная магма при примерно той же щелочности, что помимо кристаллизационной дифференциации может объясняться ассимиляцией богатых кварцем пород коры.

В Верхнедункельдыкском массиве влияние ассимиляции выражено еще более отчетливо. Существовавший под массивом промежуточный очаг щелочной магмы располагался в богатых кремнеземом породах. И действительно, мы наблюдаем большое количество ксенолитов фенитизированных кварцитов и песчаников. Ассимиляция их приводила к постепенному увеличению кислотности расплава, так что последние его порции оказались пересыщенными SiO_2 и содержат большое количество кварца. Кристаллизационная же дифференциация фергуситового расплава могла привести только к сиенитовой эвтектике, отделенной от поля граносиенитов температурным барьером.

5. Влияние постмагматических процессов на щелочность пород

Постмагматические процессы, наложившиеся на калиевые щелочные породы Памира очень сильно повлияли на их химический и минералогический состав. В одних случаях они приводили к увеличению щелочности пород, в других — наоборот. Постмагматические изменения наиболее интенсивно проявились в Верхнедункельдыкском массиве. Они выразились в эгиринизации, альбитизации, гранатизации, флогопитизации, цеолитизации, карбонатизации и флюоритизации пород. При этом последовательность развития процессов была такова, что после некоторого привноса натрия, выразившегося в эгиринизации и альбитизации, происходил интенсивный вынос щелочей и привнос кальция и магния.

В трубках взрыва и дайках после также проявившейся эгиринизации пироксена, начало которой происходило еще иногда в магматическую стадию становления пород, наблюдается интенсивная цеолитизация и карбонатизация, что сопровождалось выносом щелочей и привносом кальция и воды.

Постмагматические изменения лейцитсодержащих пород выражаются прежде всего в замещении лейцита псевдолейцитом. При этом сам псевдолейцитовый распад не сопровождается изменением состава. Лишь дальнейшие изменения, выражающиеся в замещении калиофилиита псевдолейцита нефелином, а затем последующее замещение нефелина цеолитами или кальцитом, меняют состав породы. Поэтому псевдолейцитовые породы Восточного Памира содержат меньше щелочей и больше кальция, чем соответствующие им породы с неизменным лейцитом.

Одним из важнейших постмагматических процессов, начавшихся, вероятно, еще в магматическую стадию становления щелочных пород Восточного Памира, является эгиринизация пироксена. На первых этапах кристаллизации щелочных пород образуется пироксен диопсид-геденбергитового ряда без заметного содержания эгириновой составляющей. В конце кристаллизации пород и в постмагматическую стадию он часто с краев начинает замещаться эгирином. Особенно заметное развитие эгирина наблюдается в безлейцитовых породах, в конце кристаллизации которых роль натрия резко возрастает.

Таким образом, постмагматические процессы, проявившиеся в массивах калиевых щелочных пород Памира, с одной стороны, увеличивают их щелочность, а с другой — уменьшают ее, причем преобладающими являются, как правило, последние, вызывающие вынос щелочей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение калиевых щелочных пород Восточного Памира позволяет сделать ряд выводов, касающихся их временного и пространственного положения, вещественного состава, формационной принадлежности и генетических особенностей.

1. Калиевые щелочные породы Восточного Памира образуют самостоятельный магматический комплекс, не связанный с развитием корового магматизма района. Они располагаются в различных тектоно-магматических зонах Памира. Щелочные породы являются самыми молодыми магматическими образованиями района, их проявление обусловлено неогеновым этапом автономной активизации Памира и сопредельных территорий Высокой Азии.

2. Выходы пород калиевого щелочного комплекса контролируются преимущественно региональными разломами, разграничивающими разновозрастные в тектоническом отношении структуры, или молодыми поперечными расколами фундамента, скрытыми под осадочным чехлом.

3. Породы комплекса сформировались в следующей последовательности: 1 - пироксен-санидиновые сиенит-порфиры; 2 - псевдолейцитовые тингуаиты; 3 - лейцитовые и псевдолейцитовые фергусит-порфиры; 4 - фергуситы, борланиты, псевдолейцитовые сиениты; 5 - пироксеновые и гранат-пироксеновые сиениты; 6 - сиенит-порфиры; 7 - граносиенит-порфиры, туфолавы и туфы трахилипаритовых порфиров.

В зависимости от условий образований они слагают дайки в пределах дайковых поясов, трубки взрыва и многофазные субвулканические массивы.

4. Исходная магма, давшая все разнообразие пород комплекса, имела состав, близкий к составу лейцитового

базальта. При своем подъеме к поверхности Земли она образовывала промежуточные очаги, дифференциация расплава в которых и ассимиляция им вмещающих пород обусловила повышенную кислотность остаточных расплавов. Из раннего промежуточного очага образовались породы южного дайкового пояса, а из позднего — породы Верхнедункельдыкского массива. Трубки взрыва сформировались при подъеме расплава из глубинного очага исходной магмы.

5. Подъем щелочного расплава в верхние горизонты земной коры происходил с очень большой скоростью и иногда взрывным путем. Лишь породы дайковых поясов образовывались при сравнительно спокойном заполнении открытых трещин.

6. Формирование наиболее крупного Верхнедункельдыкского массива, являющегося многофазным подводящим каналом вулкана, сопровождалось интенсивной постмагматической деятельностью, обусловившей развитие процессов гранатизации, флогопитизации, эгиринизации, альбитизации, цеолитизации, карбонатизации и флюоритизации пород массива.

7. В трубках взрыва, сложенных фергусит-порфирами, были обнаружены ксенолиты гранулитов, эклогитов и пироксенитов, являющихся породами нижней части земной коры и, возможно, даже верхней мантии. Их наличие указывает на глубинное, подкоровое происхождение калиевой щелочной магмы.

8. Изучение ксенолитов, присутствующих в телах калиевых щелочных пород, позволяет установить примерный разрез земной коры в данном районе. Под осадочным чехлом палеозойских и мезозойских пород Восточного Памира залегает кристаллический фундамент, сложенный породами, аналогичными породам в докембрийском блоке Юго-Западного Памира. Ниже идет горизонт различных гранулитов, под которыми начинается эклогитовый слой, содержащий прослой гранатовых пироксенитов. Нижняя часть этого слоя относится, вероятно, уже к верхней мантии.

9. Комплекс калиевых щелочных пород Восточного Памира следует относить к формации калиевых щелочных габброидов и базальтоидов. Он имеет много общего с ишимским щелочным комплексом, комплексами калиевых щелочных пород Таласского Алатау, Алдана, Колымского срединного массива, Центральной Монтаны и Северо-Западной Австралии.

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахманов К. А. Геолого-петрографические особенности щелочной интрузии Ирису в Таласском Алатау. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 4 (45), 1961.

Абдрахманов К. А. К вопросу о первичных и вторичных магматических очагах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1963.

Абдрахманов К. А. Петрология и металлогения щелочных пород в Таласском Алатау. Алма-Ата, "Наука", 1965.

Абдрахманов К. А., Корниевский В. Г. Псевдолейцитовые породы массива Ирису (Таласский Алатау). Тр. Ин-та геол. н. АН Каз. ССР, т. 4, 1961.

Апельцин Ф. Р., Нечаев Е. Н., Шейнман Ю. М. К классификации щелочных интрузивных комплексов. Минеральное сырье, вып. 1, 1960.

Апельцин Ф. Р., Гинзбург А. И. Некоторые черты металлометрической специализации щелочных магматических комплексов. Сб. "Металлогеническая специализация магматических комплексов". М., "Недра", 1964.

Арсеньев А. А. Щелочные породы Восточной Сибири. ДАН СССР, нов.сер., т. 45, № 2, 1954.

Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Оливиновые лейциты р. Молбо (Сибирская платформа). ДАН СССР, т. 104, № 6, 1955.

Архангельская В. В., Кац А. Г. Мезозойские магматические породы восточной окраины Алданского щита. "Сов. геология", № 4, 1959.

Афанасьев Г. Д., Масуренко Ю. П. О кайнозойском магматизме Центрального Кавказа, ДАН СССР, т. 105, № 3, 1955.

Багдасарян Г. П. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. Изв. АН Арм. ССР, физ.-матем. и естеств.-техн. н., т. 3, № 8, 1950.

Багдасарян Г. П. Петрография щелочных эффузивных пород Армянской ССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.

Багдасарян Г. П. О контактовых и пост-магматических явлениях, связанных с комплексом щелочных пород Центральной Армении. Изв. АН Арм. ССР, физ.-матем. и естеств.-техн. н., т. 9, № 8, 1956.

Багдасарян Г. П. Щелочные изверженные породы Армянской ССР. В кн.: "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых", М., Госгеолтехиздат, 1960.

Багдасарян Г. П., Милексетян Б. М. Генетические особенности щелочных пород Армянской ССР. Тезисы докл. Ш Всесоюз. петрографич. сов., 1963.

Базарова Т. Ю., Дмитриев Э. А. Температурные условия кристаллизации фергусит-порфиоров Восточного Памира. ДАН СССР, т. 177, № 1, 1967.

Баратов Р. Б., Кухтиков М. М., Мушкин И. В., Брейвинская В. М., Кутенец В. А. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, "Дониш", 1970.

Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.

Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.

Билибин Ю. А. О генезисе щелочных пород. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, т. 69, вып. 2-3, 1940.

Билибин Ю. А. Петрология Алдана. Постлюрические интрузии Алданского района. Петрография СССР, сер. 1, вып. 10, Изд-во АН СССР, 1941.

Билибин Ю. А. Петрология Ыльмакского интрузива. М., Госгеолтехиздат, 1947.

Билибин Ю. А. Эволюция пироксенов в процессе кристаллизации щелочных магм. Избр. тр. Изд-во АН СССР, т. 1, 1958.

Билибин Ю. А. О кристаллизации недосыщенной магмы. Избр. тр. Изд-во АН СССР, т. 1, 1958.

Билибин Ю. А. Проблема псевдолейцита. Избр. тр. Изд-во АН СССР, т. 1, 1958.

Билибин Ю. А. Диссоциация молекул в магматическом расплаве как фактор дифференциации. Избр. тр. Изд-во АН СССР, т. 1, 1958.

Бобривич А. П. К петрографии ультраосновных включений в кимберлитах Восточной Сибири. "Разведка и охрана недр", № 1, 1957.

Бобриевич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. Ксенолит эцлогита с алмазами. ДАН СССР, т. 126, № 3, 1959.

Богатиков О. А. К генезису щелочных гранатово-пироксеновых сиенитов (святоноситов). Тр. Ин-та геол. рудн. м-ний, вып. 76, 1962.

Бородин Л. С., Осокин Е. Д. Редкие элементы и вопросы формационного деления щелочных пород. Науч. собр. ИМГРЭ, вып. 5, М., 1970.

Борсук А. М., Масуренков Ю. П. Об эксплозивных формах интрузивного процесса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1964.

Боуэн Н. А. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.

Буданов В. И., Державец И. М., Месхи А. М., Проскуренко А. И. Новые данные по геологии интрузивных пород Восточного Памира. В кн.: "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых." Тр. П Всесоюз. петрограф. сов., 1960.

Буданов В. И., Месхи А. М., Волков В. Н., Кириллов С. П. Об этапах гранитоидного магматизма Памира и Дарваза. ДАН СССР, т. 136, № 3, 1961.

Буданов В. И. Эссекситовые габбро Ак-Байтала (зона Центрального Памира). Мат-лы по геол. Памира, вып. 1, Душанбе, 1963.

Буданов В. И. Основные черты истории развития магматизма Памира. Мат-лы по геол. Памира, вып. 2, Душанбе, 1964.

Вендланд К. Н. Шонкинитовый массив Ирису. Мат-лы по геол. Средней Азии, вып. 7, 1937.

Воробьева О. А. Щелочные породы СССР. В кн.: "Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы". Изд-во АН СССР, 1960.

Воробьева О. А. Проблема щелочного магматизма. Сб. "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород". Изд-во АН СССР, 1963.

Гапеева Г. М. Щелочная магматическая провинция Приморья. ДАН СССР, т. 94, № 3, 1954.

Гапеева Г. М. О четвертичном вулканизме Куэнь-Луня и Северо-Западного Тибета. В кн.: "Вопросы геологии Азии", т. 2, Изд-во АН СССР, 1955.

Гинзбург А. И., Журавлева Л. Н., Щербина В. В. и др. Редкоземельные элементы и их месторождения. Геология месторождений редких элементов, вып. 3, М., Госгеолтехиздат, 1959.

Даминова А. М. О некоторых изверженных горных породах района Осло. Бюлл. МОИП. Отд. геол. н., № 3, 1962.

Дзевановский Ю. К. К вопросу пространственного распределения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Вост. Сибири, ВСЕГЕИ, 1956.

Дзоценидзе Г. С. Тектоническое положение щелочных пород Кавказа. Тр. Ш Всесоюз. петрограф. сов. Изд-во АН СССР, 1964.

Дмитриев Э. А. Геология и петрография Верхнедункельдыкского щелочного массива на Восточном Памире. Мат-лы по геол. Памира, вып. 1, Душанбе, 1963.

Дмитриев Э. А. Геология и петрография щелочных пород Сарыкольского хребта на Восточном Памире. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, сер. петрогр. и минер., т. 8, 1964.

Дмитриев Э. А. Основные закономерности размещения щелочных пород в центральной части Сарыкольского хребта. Мат-лы по геол. Памира, вып. 2, Душанбе, 1964.

Дмитриев Э. А. Псевдолейцитовые порфиры Восточного Памира. Зап. Тадж. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, вып. 2, 1964.

Дмитриев Э. А. Комплекс щелочных горных пород Восточного Памира. Тр. Ш Всесоюз. петрогр. сов. М., 1964.

Дмитриев Э. А. Ксенолиты эклогитов в трубках взрыва щелочных пород на Памире. ДАН СССР, т. 169, № 6, 1966.

Дмитриев Э. А., Буданов В. И., Борщевский Ю. А., Гаврилов Е. Я. Абсолютный возраст щелочных пород Сарыкольского хребта. Мат-лы по геол. Памира, вып. 2, Душанбе, 1964.

Дмитриев Э. А., Минаев В. Е. Схема магматизма в восточной части зоны Центрального Памира. Докл. АН Тадж. ССР, т. 15, № 2, 1972.

Дмитриев Э. А., Могоаровский В. В., Давыдова З. М. Таллий в породах калиевой щелочно-базальтоидной формации Восточного Памира. Докл. АН Тадж. ССР, т. 17, № 11, 1973.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., "Недра", 1970.

Дронов В. И. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира. "Сов. геология", № 11, 1961.

Дронов В. И. Бартагский комплекс. "Сов. геология", № 3, 1963.

Дронов В. И. Рушанский комплекс. Мат-лы по геол. Памира, вып. 1, Душанбе, 1963.

Дронов В. И. О южной границе Центрального Памира. Мат-лы по геол. Памира, вып. 2, Душанбе, 1964.

Дюфур М. С. О границе структур Куэнь-Луня и Каракорума на Памире. Сб. "Геология Средней Азии". Изд-во ЛГУ, 1961.

Ефимов И. А. Эклогитовая формация докембрия Северного и Южного Казахстана. Сб. "Петрографические формации и проблемы петрогенезиса". Междунар. геол. конгресс, 22 сессия, докл. сов. геол., Изд-во АН СССР, 1964.

Ефимов И. А. Закономерности распространения и образования пород эклогитовой формации Северного и Южного Казахстана. В кн.: "Физико-хим. условия магматизма и метасоматоза". Тр. Ш Всесоюз. сов. М., "Наука", 1964.

Жидков А. Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород. ДАН СССР, т. 140, № 1, 1961.

Жидков А. Я. Сложная Сыннырская интрузия сиенитов Северо-Байкальской щелочной провинции. "Геология и геофизика", № 9, 1962.

Заварицкий А. Н. О псевдолейцитовых и эпилейцитовых горных породах. ДАН СССР, т. 3, № 8-9, 1934.

Заварицкий А. Н. Щелочные горные породы Ишима. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 7-8, 1936.

Заварицкий А. Н. О вулканах окрестностей Мергяна и их лавах. Юбилейный сб. акад. В.А.Обручеву, к 50-летию научной деятельности. Изд-во АН СССР, 1939.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Изд-во АН СССР, 1941.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. Изд-во АН СССР, 1944.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Зализяк Б. Л., Топок А. А., Рачинская И. П., Кулдомин В. С. Щелочные породы Приморья. Мат-лы к 1 Всесоюз. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, Примкрайполиграфиздат, 1960.

Зленко Н. Д. Новая петрографическая провинция интрузий центрального типа на восточной окраине Алданского щита. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6, 1959.

Злобин Б. И. Петрографический очерк и петрохимия щелочной интрузии гор Сандык (Северная Киргизия). Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1960.

Злобин Б. И. Некоторые вопросы дифференциации щелочной магмы на примере интрузии гор Сандык (Северная Киргизия). В кн.: "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". М., Госгеолтехиздат, 1960.

Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.

Кодым О. Платформенная стадия развития Чешского массива. В сб.: "Тектоническое развитие Чехословакии". М., ИЛ, 1963.

Козахшвили Т. Г., Рокова М. Л. О лейцитовых породах Гурии (Западная Грузия). Зап. ВМО, сер. 2, ч. 74, вып. 4, 1945.

Копецкий Л. Об алмазности Чешского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1960.

К о р ж и н с к и й Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: "Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во АН СССР, 1955.

К а р а н о в с к и й Н. В., М и л а н о в с к и й Е. Е. Верхнечетвертичные эксплозивные центры в Дарьяльском ущелье Терека (Центральный Кавказ). ДАН СССР, т. 141, № 3, 1961.

К о с т ю к В. П. Дополнение к диаграмме диопсид-геденбергит-эгирин. ДАН СССР, 156, № 3, 1964.

К о т л я р В. Н. Памбак. Геология, интрузивы, металлогения. Изд-во АН Арм. ССР, 1958.

К р а в ч е н к о С. М., В л а с о в а Е. В. О редкометальной минерализации, связанной с нефелиновыми сиенитами щелочной провинции Центрального Алдана. ДАН СССР, т. 128, № 5, 1959.

К р а в ч е н к о С. М. О юрских кальдерах проредания Центрального Алдана. ДАН СССР, т. 135, № 6, 1961.

К р а в ч е н к о С. М., В л а с о в а Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана. Тр. ИМГРЭ, вып. 14, Изд-во АН СССР, 1962.

К р е с т н и к о в В. Н. История геологического развития Памира и сопредельных с ним частей Азии в мезо-кайнозойе. "Сов. геология", № 4, 7, 1961.

К у з н е ц о в Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.

К у р е п и н В. А. Псевдолейцитовые породы г. Сокол в Горной Шории. "Геология и геофизика", № 2, 1965.

К у т о л и н В. А. К вопросу о составе верхней мантии с точки зрения петрохимии. ДАН СССР, т. 156, № 2, 1964.

К у х а р е н к о А. А., Б а г д а с а р о в Э. А. Парагенезис и кристаллохимические особенности титановых гранатов из щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова. Уч. зап. ЛГУ, № 312, сер. геол. н., вып. 13, 1962.

К у х т и к о в М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза. Уч. зап. Тадж. гос. ун-та, т. 12, Тр. фак-та естеств. н., вып. 2, 1956.

Леонов А. В. Проявление новейшего вулканизма в Юго-Восточном Казахстане. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 5, 1964.

Леонтьев Л. Н., Каденский А. А. О природе кимберлитовых трубок Якутии. ДАН СССР, т. 115, № 2, 1957.

Магницкий В. А. Оболочка и кора Земли. "Сов. геология", № 5, 1961.

Малаявкин В. С. Новые данные о геологии Ишимского комплекса щелочных пород Казахстана. Вест. АН Каз. ССР, № 12, 1958.

Малаявкин В. С. Основные вопросы геологического строения Ишимского щелочного комплекса в Центральном Казахстане и роль процессов гибридизма. Сб. "Материалы по геол. и полезным ископаемым, Алтай и Казахстана". Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., № 3, 1964.

Марфуни А. С. Полевые шлаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ, вып. 78, Изд-во АН СССР, 1962.

Мерлич Б. М. Эксплозивные брекчиевые дайки в Закарпатье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1958.

Месхи А. М. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира. Мат-лы по геол. Памира, вып. 2, Душанбе, 1964.

Миронюк Е. П. К открытию миссуритов на Алданском шите. Зап. ВМО, т. 89, вып. 4, 1960.

Могаровский В. В., Климов Г. К., Дмитриев Э. А. К геохимии редких элементов в щелочных базальтоидах и габброидах этапов тектоно-магматической активизации Южного Тянь-Шаня и Памира. "Геохимия", № 4, 1974.

Молчанова Т. В. О генезисе щелочных пород Ирису. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1957.

Молчанова Т. В. Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных пород. М., "Наука", 1965.

Морозенко Н. К. Магматизм Юго-Восточного Таджикистана. "Геология СССР", т. 24, 1959.

Мушкин И. В., Кутенец В. А., Брейвинская В. М. О вулканических трубках Южного

Гиссара (Южный Тянь-Шань). ДАН СССР, т. 158, № 3, 1964.

Некрасов И. Я. Генезис основных щелочных пород Северо-Восточной Якутии. Тр. Ш Всесоюз. петрограф. сов. Изд-во АН СССР, 1964.

Николаев В. А. Щелочные породы р. Каинды в Таласском Алатау. Тр. ЦНИГРИ, вып. 2, 1935.

Николаев В. А. Очерк магматической геологии Памира и Дарваза. Итоги ТПЭ, 1936.

Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Г., Мониц В. К., Мицул Е. З. Геология и истории становления Ишимского комплекса щелочных пород. Тр. Ш Всесоюз. петрограф. сов. Изд-во АН СССР, 1964.

Октябрьский А. Г. Лейцитовые абсарониты течения р. Сан-Паузы. Тр. Дальневосточного политехн. ин-та, т. 54, № 1, 1959.

Омельяненко Б. И. Возможные пути формирования щелочных магм в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1959.

Орлова М. П. Щелочные базальтоиды р. Даубата (Таласский Алатау). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 16, 1959.

Орлова М. П. Интрузии щелочных габброидов северо-западных отрогов Таласского Алатау. Уч. зап. ЛГУ, № 291, 1960.

Остроумова А. С. О новой находке лейцитовых пород в Закавказье. ДАН СССР, т. 127, № 4, 1959.

Остроумова А. С. Новые проявления щелочного вулканизма в пределах Западного Даралагеза (Армения). Тр. 1 Всесоюз. вулканологического сов. Изд-во АН СССР, 1962.

Панина Л. И. Минералого-генетическая характеристика некоторых щелочных массивов Прибайкалья. М., "Наука", 1972.

Перчук Л. Л., Омельяненко Б. И., Шинкарев Н. Ф. Фазы и фации щелочных интрузивов бассейна р. Ходжаачкан (Алайский хр.) в связи с вопросами их генезиса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1961.

Петров В. П. Лейцитовые породы Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1947.

Помазков К. Д. К истории формирования сиенитового массива Кызыл-Омпул в Северном Тянь-Шане. Изв. АН Кирг. ССР, сер. естеств. и техн. н., т. 2. вып. 9, 1960.

Проскурко А. И. Эпи- и псевдолейциты щелочных эффузивов Памира. ДАН СССР, т. 129, № 6, 1959.

Проскурко А. И. Лейциты трахитоидных пород Восточного Памира. Докл. АН Тадж. ССР, т. 3, № 4, 1960.

Проскурко А. И. Щелочные породы Восточного Памира. Изв. АН Тадж. ССР, Отд. геол.-хим. и техн. н., вып. 2(4), 1961.

Руб М. Г. О щелочных интрузивных породах Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1960.

Руб М. Г., Залищак Б. Л. Щелочные интрузивные породы Приморского края. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1964.

Румянцева И. А. О проявлении щелочного вулканизма на западном склоне Урала. Тр. 1 Всесоюз. вулканологического сов. Изд-во АН СССР, 1962.

Сергеев А. С. Фениты и процессы фенитизации в контактовом ореоле щелочных и ультраосновных интрузий хабозерской группы (Кольский п-в). Зап. МВО, ч. 88, вып. 4, 1959.

Смуликовский К. Проблема образования эклогитов. В кн.: "Физико-химические условия магматизма и метасоматоза". Тр. Ш Всесоюз. петрограф. сов., М., "Наука", 1964.

Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минерал. сб. Львовского геол. о-ва, 1950.

Соболев В. С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, о. Борнео и Северной Америки. М., Госгеолтехиздат, 1951.

Соболев В. С. О давлении при процессах метаморфизма. Сб. "Физ.-хим. проблемы формирования горных пород и руд", ч. 1, Изд-во АН СССР, 1961.

Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии. М., Госгеолтехиздат, 1952.

Таджидинов Х. С. О возрасте бартангской вулканогенной формации (Западный Памир). Докл. АН Тадж. ССР, т. 7, № 2, 1964.

Ташинина М. В., Чепрасов Б. Л. О своеобразных эрузивных брекчиях на Алтае. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 21, 1955.

Тихоненкова Р. П., Нечаева И. А., Осокин Е. Д. Петрология калиевых щелочных пород. М., "Наука", 1971.

Треггер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Удовкина Н. Г. Эклогиты и процессы эклогитизации на Полярном Урале (на примере хр. Марун-Кеу). В кн.: "Физико-химические условия магматизма и метасоматоза". Тр. Ш Всесоюз. петр. сов. М., "Наука", 1963.

Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. М., "Наука", 1971.

Устиев Е. К. Проблемы вулканизма. Вулкано-плутонические формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1963.

Хамидов М. Х. Закономерности формирования гранитоидных интрузивов Западного Памира. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, вып. 1, Душанбе, 1956.

Хамидов М. Х. О первой находке массивов щелочных пород в Ванчском хребте. Докл. АН Тадж. ССР, № 4, 1960.

Хамидов М. Х. К вопросу о послепермском магматизме и металлогенических процессах на Памире и в Южном Тянь-Шане. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 4, 1961.

Хамидов М. Х., Гольцман Ю. В., Иванов И. А., Акрамов М. Б. Абсолютный возраст мезо-кайнозойских магматических комплексов Западного Памира. Тр. X сессии Комиссии по опред. абсолютного возраста геологич. формаций. Изд-во АН СССР, 1962.

Хильтов Ю. Н. Геологические особенности образования кимберлитовых тел. В кн.: "Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР". Изд-во АН СССР, 1959.

Царовский И. Д. О нахождении псевдолейцита на Украине. Зап. Укр. отд. ВМО, 1962.

Шейнман Ю. М. О связи щелочных магматических формаций с крупнейшими структурами материков. В кн.: "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". М., Госгеолтехиздат, 1960.

Шейнман Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Геология месторождений редких элементов, вып. 12-13, 1961.

Шерер Д. Ф., Боуэр Н. Л. Система анортит-лейцит-кремнезем. В кн.: "Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии". М., ИЛ, 1950.

Шинкарев Н. Ф., Перчук Л. Л. О находке щелочных габброидов в Алайско-Туркестанской щелочной провинции. ДАН СССР, т. 126, № 5, 1959.

Шинкарев Н. Ф., Ильинский Г. А., Перчук Л. Л. О зардалекском щелочном комплексе (Алайский хр.). Зап. МВО, № 1, 1960.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. М., "Недра". 1971.

Bowen N. L. Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks. Amer. J. Sci., v.243-A, 1945.

Dali R. A. Genesis of the alkaline rocks. J. Geol., v.26, 1918.

Shand S. I. Limestone and the origin of feldspathoid rocks. Geol. Mag., v.67, 1960.

Smith C. H. The genesis of alkaline rocks. Proc. Amer. Philos. Soc. v.66, 1927.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Стр.

В в е д е н и е	3
ГЛАВА I. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО ПАМИРА И ПО- ЛОЖЕНИЕ КАЛИЕВОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ЕГО ГЕО- ЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	7
ГЛАВА II. ГЕОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД.....	19
1. Пространственное размещение и структурный контроль массивов кали- евых щелочных пород	19
2. Внутреннее строение массивов и последовательность формирования пород	22
ГЛАВА III. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД.....	45
1. Породы субширотных дайковых поясов.....	45
2. Породы трубок взрыва, neckов и сопровождающих их даек.....	75
3. Породы Верхнедункельдыкского субвулканического массива.....	90
ГЛАВА IV. ГЕОХИМИЯ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД.....	119
1. Общие петрохимические особен- ности пород комплекса.....	119
2. Геохимическая характеристика пород.....	126
ГЛАВА V. ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ТРУБКАХ ВЗРЫВА КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД.....	134
ГЛАВА VI. ГЕНЕЗИС КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД САРЫКОЛЬСКОГО ХРЕБТА....	146
1. Глубина зарождения и перво- начальный состав магматического рас- плава.....	147

	Стр.
2. Изменение состава щелочного расплава в процессе дифференциации и характер этой дифференциации.....	149
3. Подъем магмы в верхний структурный ярус.....	150
4. Взаимодействие щелочной магмы с вмещающими породами	152
5. Влияние постмагматических процессов на щелочность пород.....	153
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	156
ЛИТЕРАТУРА.....	158

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Таджикской ССР

Эдуард Алексеевич ДМИТРИЕВ

Ответственный редактор — Рауф Баратович БАРАТОВ

КАЙНОЗОЙСКИЕ КАЛИЕВЫЕ ШЕЛОЧНЫЕ
ПОРОДЫ ВОСТОЧНОГО ПАМИРА

Редактор издательства В.В. Минаева
Технический редактор В. И. Лузанов
Корректор Л.Д.Полисская

КЛ 20805 Сдано в набор 6/УШ-75 Подписано к печати
7/УП-76 Формат 60x84 Бумага типогр. № 1 Физ. 10, 5^л.
л. Привед. к формату 60x90-10л. Уч.-изд. 8, 5 л. Тираж
Тираж 570. Заказ 461. Цена 85 коп.

Издательство "Дониш", Душанбе, 29, ул. Айни, 121,
корп. 2.

Типография издательства "Дониш", Душанбе, 29,
ул. Айни, 121, корп. 2.

Цена 85 коп.

1905