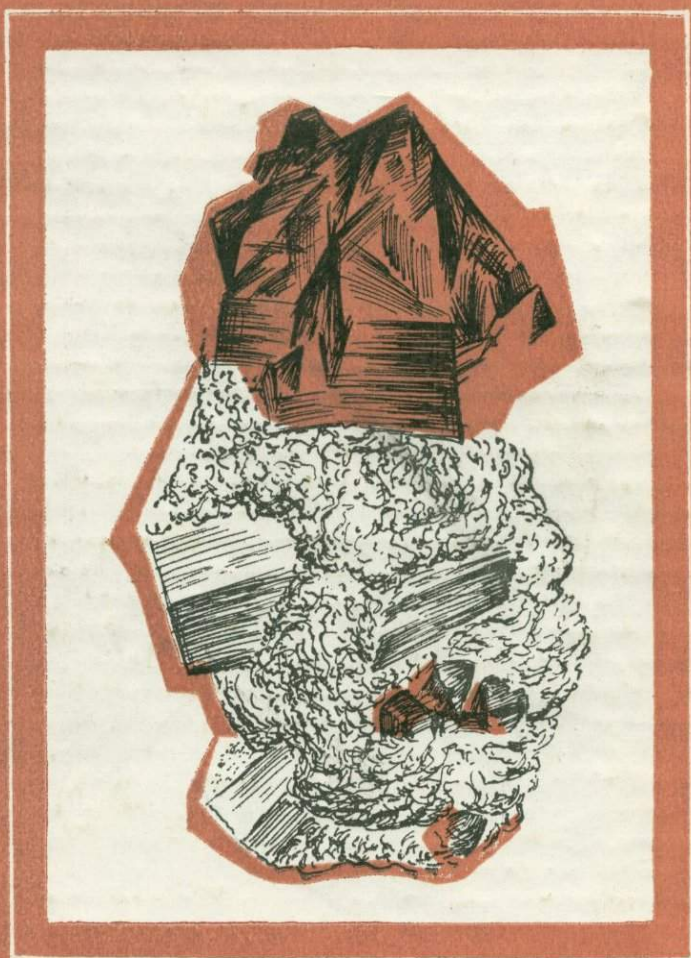


А. К. КАЮМОВ, К. К. КАРАБАЕВ

ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ



МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. В. И. ЛЕНИНА

А. К. ҚАЮМОВ, Қ. Қ. ҚАРАБАЕВ

ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ
И ОРУДЕНЕНИЕ В ЮЖНОМ
ТЯНЬ-ШАНЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ — 1981



3676

УДК 552.33:553.061.2(235.216)

Щелочной магматизм и оруденение в Южном Тянь-Шане. Каюмов А. К.,
Карабаев К. К. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1981.

В монографии охарактеризованы проявления продуктов щелочного магматизма в Южном Тянь-Шане, их петрографический состав и минералого-геохимические особенности, фациальная и формационная принадлежность, место в общей схеме магматизма, постмагматические изменения, уровень эрозионного среза, критерий рудоносности и значения для металлогенического районирования территорий. Описаны редкометальное, в частности ртутное, оруденение, развитое в Южном Тянь-Шане, генезис, возраст и типы редкометалльных месторождений по минеральному составу, геолого-структурному положению, поисковые предпосылки. Даны прогноз перспективных площадей, анализ известных ртутнометрических методов и пути повышения эффективности поисков глубокозалегающих руд.

Для специалистов, занимающихся вопросами геологии щелочного магматизма и ртутного оруденения.

Лит. 81 назв., ил. 27, табл. 29.

Ответственный редактор
докт. геол.-мин. наук *В. П. Федорчук*

Рецензенты:
докт. геол.-мин. наук *Ф. Апельцин*,
канд.-ты геол.-мин. наук *А. Кушмурадов, Ш. Муминов*

К $\frac{20805-1649}{M 355(04)-81}$ 224-81 1904020000

© Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1981 г.

ВВЕДЕНИЕ

В нашей стране производство алюминия обеспечивается главным образом за счет бокситов. Вместе с тем для получения глинозема успешно используется нефелин — достаточно широко распространенный вид сырья. Алюминий в нефелине находится в связанном состоянии, но может быть извлечен лишь с помощью химических методов. В нефелине его достаточно для выщелачивания. Запасы нефелина в СССР, в том числе в Средней Азии, огромны. Наиболее значительны они в Южном Тянь-Шане. Кроме глинозема, из нефелина могут быть получены сода, поташ и другие продукты, используемые при производстве химических удобрений, нефелиновый шлак для получения портланд-цемента М-500, а также сырьё для производства специального стекла и ситаллов. Комплексное использование нефелиновых пород экономически выгодно для народного хозяйства.

В Средней Азии глинозем необходим для обеспечения потребности Регарского алюминиевого завода, работающего на привозном сырье, а нефелиновый шлак — для увеличения производства портланд-цемента.

Расширение петролого-геохимических исследований щелочных интрузивных пород Южного Тянь-Шаня будет способствовать укреплению минерально-сырьевой базы страны, что подчеркнуто в решениях Всесоюзного совещания по нефелиновому сырью (1975 г.).

В Средней Азии известны выходы более 50 интрузий щелочных пород, примерно 70% приходится на Южный Тянь-Шань.

Изучение вещественного состава, петрогенезиса и геологических условий локализации щелочных интрузий, петрографо-минералогических и геохимических особенностей важно для оценки их перспектив в качестве нефелинового сырья и прогноза других типов сопутствующего орудения.

Объектами наших исследований были интрузии щелочных пород Южного Тянь-Шаня — Зардалек, Суртеке, Исфайрам, Джаманджар, Джилису, Ходжаачкан, Тозбулак и другие. На основе петрографо-геохимических исследований сделана попытка выявить научные и прикладные аспекты оценки интрузий щелочных пород

Южного Тянь-Шаня в качестве индикатора различного типа эндогенного оруденения.

Введение написано А. К. Каюмовым совместно с К. К. Карабаевым, главы I—VI и заключение — А. К. Каюмовым, раздел «Ртуть» главы V и раздел «Ртутно-сурьмяное оруденение» главы VI — К. К. Карабаевым.

Авторы выражают признательность академику АН УзССР И. Х. Хамрабаеву, кандидатам геолого-минералогических наук Е. Д. Андреевой и А. К. Кушмурадову за ценные замечания.

Глава I.

ИЗУЧЕННОСТЬ ИНТРУЗИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Таласо-Ферганский разлом разделяет Южный Тянь-Шань на западную и восточную части. Главные горные сооружения, расположенные в западной части и протягивающиеся в широтном направлении (Алайский, Зеравшанский, Туркестанский, Гиссарский, Каратегинский, Нуратинский, Каратюбинский и Зирабулак-Зиаэтдинский хребты) переходят далее в Кызылкумскую возвышенность.

Южный Тянь-Шань отделяется от Срединного Букантау-Южно-Ферганским разломом. На юге он граничит с альпийскими структурами Афгано-Таджикской депрессии и Каракумов.

Южно-Тяньшаньская геосинклиналь характеризуется полициклическим развитием (Мушкин, 1979), ее тектонические структуры имеют субширотное, преимущественно запад-северо-западное направление.

Орогенный период охватывает вторую половину московского времени, завершается в перми.

Южный Тянь-Шань принадлежит к гранитоидной петрографической провинции (Абдуллаев, 1964), сформировавшейся в орогенный этап развития в режиме движений глыбово-складчатого характера.

Регион подразделен на два сегмента — северный (преимущественно с корой меланократового типа) и южный (с гранитной корой).

В северный сегмент входят Северо-Букантауская, Южно-Букантауская, Туркестано-Алайская, Центральнo-Кызылкумская, Зеравшано-Туркестанская и Киттармайская зоны. Отличительные черты сегмента — общая направленность тектоно-магматического процесса, развитие позднепалеозойского гранитоидного магматизма повышенной натриевости, золотоносная металлогеническая специализация.

Южный сегмент (Южно-Гиссарская, Байсунская зоны) характеризуется цикличностью тектоно-магматического развития, развитием вулканоплутонических ассоциаций, многоактностью гранитоидного магматизма, повышенной калиевостью, редкометальной

колчеданно-полиметаллической и флюоритовой специализацией интрузивных и субвулканических образований.

Между названными сегментами находится Зеравшано-Алайская зона.

Первые сведения о щелочных породах Южного Тянь-Шаня появляются в конце XIX в. В 1886 г. И. В. Мушкетов обнаружил и описал нефелиновые сиениты в бассейне р. Соха (Белянкин, 1910). Изучение щелочных пород фергано-кокшаальской части Южного Тянь-Шаня относится к концу 30-х годов; они были выявлены в долине р. Суртөке (В. Н. Огнев и Р. С. Циммерман) и в бассейне р. Акшийрака (П. А. Петров и Ф. З. Таирова).

Д. И. Мушкетов (1927) и В. Н. Вебер изучали щелочные породы северных склонов Алайского хребта (междуречье Исфары — Исфайрама). В. Н. Вебер впервые отметил в бассейне р. Гаумыша и Джилису выход щелочных пород (1934).

Большой вклад в изучение гранитоидных и щелочных пород северных склонов Алайского и Туркестанского хребтов и долины р. Зеравшана внесли участники Таджикско-Памирской экспедиции (1928—1938 гг.) — Д. И. Щербаков, А. В. Москвин, И. К. Никитин, И. В. Ионин, В. Д. Дорфман и В. Д. Тимофеев и др.

А. В. Москвин (1932, 1934) исследовал интрузивные породы в верховьях р. Ходжаачкана, он впервые описал щелочные интрузии Джилису, Ходжаачкан и Исфайрам. В интрузиях Туркестано-Алая он выделил породы двух фаз: к первой отнес гранодиориты, кварцевые диориты и монцониты, ко второй — щелочные породы.

В Южном Тянь-Шане Д. И. Щербаков указал группы химических элементов, концентрация которых происходит в зависимости от характера проявления магматизма.

И. К. Никитин (1934) описал щелочные породы в верховьях р. Актерека. По итогам петрографического изучения он выделил породы известково-щелочного и щелочного рядов. В предложенной им схеме магматизма к позднему этапу герцинского тектономагматического цикла отнесены (от древних к молодым) следующие группы: 1) габбро-диориты, 2) кварцевые диориты, гранодиориты, порфириовидные граниты, мелкозернистые биотитовые граниты и пегматиты, 3) турмалиновые граниты, 4) щелочные породы.

А. П. Нездвецкий дал краткое описание некоторых щелочных интрузий (Турпи) в бассейнах р. Ходжаачкана, Ясмана и др.

Изучение интрузии Джилису продолжали М. Д. Дорфман и В. Д. Тимофеев (1939). Они определили разновозрастность серых и красных нефелиновых сиенитов. В 1935—1936 гг. в бассейне р. Акшийрака П. А. Петров и Ф. З. Таиров обнаружили щелочные сиениты в интрузиях Кайчи и Алайгыр. Позже В. Н. Огнев и Р. С. Циммерман изучали магматические породы района оз. Чатырколя и кратко описали щелочные породы интрузии Суртөке.

П. Н. Соколов и Д. П. Резвой, проводя поисковые работы в бассейне р. Соха, обнаружили два выхода щелочных пород (Зардалек). В 1945 г. И. И. Ромашин отметил минералы с заметной

радиоактивностью в жильных и контактово-метаморфических породах в западной контактовой зоне интрузии Джилису.

В 1946—1948 гг. Ю. А. Арапов занимался изучением магматизма и металлогении Туркестано-Алая. Он обобщил данные по магматическим породам этого региона и подразделил их на три группы: гранодиориты и кварцевые диориты, граниты, щелочные породы, уточнив схему магматизма И. К. Никитина (1934). Охарактеризовав щелочные интрузии, Ю. А. Арапов (1953) высказал мнение об одновозрастности нефелиновых сиенитов Джилису, отличающихся по окраске.

С. П. Остапенко и др. выделили в интрузии Джилису разновидности нефелиновых сиенитов и метасоматитов.

В 1949 г. В. П. Поникаров и Б. Н. Красильников впервые закартировали щелочные интрузии Ходжаачкан и Кульп.

Е. Л. Бутакова (1950), изучая щелочные интрузии бассейна р. Исфайрама, установила последовательность их внедрения: 1) пироксеновые гранодиориты, кварцевые диориты и диориты, 2) сиениты и щелочные сиениты, 3) субщелочные граниты.

В. И. Кнауф, Ю. В. Жуков и другие указали на существование раннегерцинского поднятия, оказавшего существенное влияние на распределение фаций среднепалеозойских отложений и размещение интрузий в бассейне р. Акшийрака.

Б. И. Омеляненко (1958) и З. М. Ляшкевич (1962) изучили интрузии Джилису, Ходжаачкан и Кульп. Они составили структурно-геологическую карту интрузии Джилису, выделили контактово-метасоматические зоны, установили содержание ниобия и тантала в альбитизированных породах экзоконтакта интрузии, а также уточнили контуры интрузии Кульп и Ходжаачкан. Они установили прорывание щелочных пород мелкозернистыми турмалинсодержащими гранитами, доказали более поздний возраст гранитов по сравнению с нефелиновыми сиенитами, рассмотрели парагенезис минералов в контактово-метасоматических зонах, в продуктах постмагматизма и рудопроявлений. Позднее Б. И. Омеляненко, обобщая данные по геологии и петрографии щелочных интрузий Туркестано-Алая, высказал предположение о происхождении их магм в геосинклинальных областях путем глубинной ассимиляции.

Р. Д. Гаврилин (1960, 1963) подразделяет интрузии в Алайском и Каратегинском хребтах на 4 комплекса: 1) альбитовые граниты, 2) равномернозернистые гранодиориты, кварцевые диориты, щелочноземельные сиениты и монзониты, 3) порфиридные гранодиориты и граниты, 4) щелочные породы. Каждый комплекс связан с этапами тектонического развития. На основании данных по интрузии Матча Р. Д. Гаврилин уточнил последовательность внедрения щелочных пород: от нефелиновых сиенитов через щелочные сиениты к турмалинсодержащим гранитам.

В 1957—1959 гг. Г. А. Ильинский, Л. Л. Перчук, Н. Ф. Шинкарев установили трехфазное строение и пермский возраст щелочных

интрузий Урусая, Зардалека, Джилису, Кульпа, Ходжаачкана. В пределах бассейна р. Ходжаачкана выделены 4 фазы интрузий пермского комплекса (от ранних к поздним): 1) гранодиориты, 2) нефелиновые сиениты, 3) сиениты и кварцевые сиениты и 4) турмалинсодержащие граниты. Подтверждена зависимость концентрации ниобия и тантала от степени альбитизации пород, отмечено низкое содержание редких элементов в зонах окварцевания и турмалинизации, высокое качество нефелиновых сиенитов, пригодных для получения глинозема.

В 1961—1962 гг. М. А. Фридман, Г. А. Ильинский, Н. Ф. Шинкарев на территории интрузии Зардалек оконтурили участки с высоким содержанием нефелина.

Л. Л. Перчук, Н. Ф. Шинкарев, Б. И. Омеляненко, З. М. Ляшкевич объяснили петрогенезис щелочных пород Туркестано-Алая и их разнообразие существованием самостоятельной щелочной магмы и метасоматическими процессами.

Е. Н. Окулов, В. С. Косинов и др. установили, что гранитоиды Джангартского, Акшийракского и Пикертыкского массивов имеют послесреднекарбонный возраст. В Джангартском массиве щелочные сиениты прорывают биотит-роговообманковые граниты. В нем выделены 4 фазы: 1) сиенито-диориты, 2) биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, граносиениты, 3) биотитовые граниты и 4) щелочные сиениты. К жильным отнесены гранит-порфиры, аплитовидные граниты, пегматиты, аплиты, щелочные и нефелиновые сиениты, кварцевые сиениты, альбитизированные кварцевые сиениты и лампрофиры.

Щелочная интрузия Сарыая расчленена на нефелиновые сиениты, щелочные граниты и сиениты, причем нефелиновые сиениты оказались более древними, чем щелочные сиениты.

На северных склонах хребта Кошкаалтау М. Б. Иванов, М. М. Пуркин и другие (1957—1959 гг.) изучали магматические породы, в том числе щелочные. Они выделили пермские интрузивные породы — габброиды, гранодиориты, граносиениты, щелочные и нефелиновые сиениты, турмалинсодержащие граниты. Выявлена ниобиевая и редкоземельная минерализация, связанная с щелочными породами и ассоциирующими с ними жилами карбонатитов.

М. М. Пуркин (1968) объединил интрузивные породы северных склонов Кокшаалтау в среднекарбонную габбро-грано-сиенит-сиенитовую формацию, включающую породы трех фаз: 1) габбро, эссекситы, монзониты, 2) граносиениты, сиениты, граниты, 3) щелочные породы. Среди щелочных пород интрузива Кайчи выделены 3 серии: 1) пироксениты — шонкиниты — сиениты, 2) нефелиновые пироксениты — мельтейгиты — ийолиты, 3) пуласкиты — нордмаркиты; среди жильных — шонкиниты, щелочные и нефелиновые сиениты, ийолит-порфиры, щелочные граниты и карбонатиты.

В бассейнах р. Аксая и Атбаши в 1959—1961 гг. проводили геологосъемочные и поисковые работы В. Г. Буров, М. М. Пуркин, М. П. Христова и Е. В. Христов (1965 г.). В щелочной интрузии

Суртеке они установили нефелиновые сиениты и альбитизированные породы с аномальным содержанием ниобия, тантала, редких земель и радиоактивных элементов. Интрузия представлена 4 фазами: 1) шонкиниты, эссекситы, монцониты, 2) трахитоидные нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, 3) крупнозернистые нефелиновые сиениты, 4) кварцевые сиениты.

М. М. Пуркин и А. В. Нефедов в пределах интрузии Суртеке обнаружили новые рудопроявления редких элементов, уточнили последовательность формирования плутона с 5 интрузивными фазами: 1) эссекситы, монцониты, 2) щелочные сиениты, 3) трахитоидные нефелиновые сиениты, 4) нефелиновые сиениты массивные, 5) кварцевые сиениты.

М. М. Пуркин дал оценку ниобиево-танталового оруденения и нефелинового сырья в районе интрузии Суртеке, обнаружил собственные минералы ниобия и тантала — пироклора и гатчеттолита. Оруденение приурочено к альбитизированным и флюоритизированным разновидностям пород экзо- и эндоконтакта интрузий. Он выделил 4 фазы этой интрузии. Позднее М. М. Пуркин (1968) объединил щелочные породы Суртеке, Узунбулак и Сарысай в пермо-триасовый комплекс щелочно-гранитоидной формации, состоящей из производных 4 интрузивных фаз: 1) эссекситы, монцониты, 2) щелочные сиениты, 3) нефелиновые сиениты, 4) кварцевые сиениты. К жильным отнесены нефелиновые сиениты, нефелиновые сиенит-пегматиты и тингуанты.

Е. В. Христов и М. П. Христова расчленили интрузивные породы на следующие: 1) среднекарбоновые габброиды (хребты Атбаши и Джалджир), 2) верхнепалеозойские пироксениты и серпентиниты (хребет Джалджир), 3) пермские граниты (Мудрюмский массив), субщелочные граниты (Коккинский массив), щелочные породы (Суртеке и Узунбулак), монцониты (верховья р. Беит-Кашкасу). Отмечена связь золото- и медно-молибденового оруденения с монцонитами (в скарнах), проявления редкоземельной минерализации, ниобия, тантала — с нефелиновыми сиенитами.

Г. С. Поршняков (1973) подразделил интрузивные образования Туркестано-Алая на 5 формаций: 1) диабазы, габбро-диабазы, 2) гипербазиты, 3) альбитовые граниты, 4) гранитоиды, 5) щелочные породы. Последняя состоит из двух групп. В первую входят интрузии, где последняя фаза представлена нефелиновыми сиенитами (Зардалек, Исфайрам); во второй первая фаза также сложена нефелиновыми сиенитами, а последняя — гранитами (Ходжаачкан, Кульп, Матча, Джилису).

Т. А. Додонова и другие объединили щелочные интрузии хребта Атбаши в суртекинский пермский комплекс, а интрузии приводораздельной части хребта Кокшаалтау — в Жангартский щелочной габбро-сиенитовый комплекс D_3 — C_1 . Исследования, проведенные в 1965—1974 гг. В. Б. Аверьяновым, И. А. Марушкиным, Д. А. Старшининым, М. Б. Ивановым, М. М. Пуркиным, Е. И. Карповым и В. А. Колесниковым, позволили разделить интрузивные породы указанного района на несколько комплексов. Щелочные

породы отнесены к перми. Среди них выделены более ранние эссекситы, субщелочные и щелочные сиениты, граниты, поздние нефелиновые сиениты и лейкократовые граниты.

Позже Т. А. Додонова и другие расчленили магматические породы Алайского, Туркестанского и Ферганского хребтов на 23 комплекса (интрузивные, эффузивные и вулканоплутонические) и 15 формаций. Формации выделены по этапам развития земной коры (геосинклинальные, инверсионные, геоантиклинальные, платформенные). Щелочные породы (щелочные и нефелиновые сиениты) отнесены к поздней стадии геоантиклинального этапа. Выделено 3 комплекса щелочных интрузий: а) раннепермский шахдарский интрузивно-метасоматический — щелочных и субщелочных габброидов, б) раннепермский сурметашский — щелочных гранитов и сиенитов, в) позднепермский сохский интрузивный — щелочных сиенитов.

Магматические породы хребтов Атбаша, Джалджир и Алай изучались И. Х. Хамрабаевым и другими (1978) и все изверженные породы Южного Тянь-Шаня объединены в спилит-диабазовую и пикритовую формации $D_{2-3}-C_1$, ранне-среднекарбонный ряд мафитов и ультрамафитов, позднекарбон-раннепермский комплекс гранитоидов.

Магматические породы гор Кульджуктау исследовали И. Х. Хамрабаев, М. Ш. Шарафиев, В. М. Железнов, В. В. Баранов, Ю. А. Лихойдов. Основное внимание они уделяли породам западной части (горы Бельтау) в связи с наличием месторождений графита и восточной части в связи с наличием сопутствующих проявлений ртути (Космурун), однако центральная часть названных гор (Тозбулакский массив) оставалась не изученной.

Детальное петрографо-геохимическое описание Тозбулакского массива дано автором данной главы ранее (1965, 1969, 1971 а, б, 1976), впервые на территории Узбекистана обнаружены нефелиновые сиениты.

Глава II.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

На схемах геологического районирования Средней Азии, предложенных И. В. Мушкетовым, Д. В. Наливкиным, В. А. Николаевым и другими, отражены главные черты тектонического строения этой области. В. А. Николаев выделил образования докембрийского, каледонского, герцинского и альпийского тектономагматических циклов. Д. И. Мушкетов обратил внимание на коленообразный поворот всех структур Алайского хребта на северо-восток («Ферганская сигмоида») и высказал предположение о возможном существовании «жестких масс» внутри горных сооружений.

В. И. Попов (1938) разделил Тянь-Шань на северную, срединную и южную окраинную зоны, а Памир — на северную и южную. «Южный Тянь-Шань», по В. А. Николаеву, разделен на Срединный (Чаткальская, Кураминская и Нарынская подзоны) и на собственно Южный Тянь-Шань (Нуратинская, Ферганская, Алайская и Зеравшанская подзоны). В Южном Тянь-Шане он выделил южную окраинную зону (Гиссарская и Южно-Таджикская подзоны) и северные окраинные прогибы (1951—1960). Все структурно-формационные зоны он подразделил на два типа: 1) ядра роста материковой земной коры (ядерные зоны Гиссаро-Дарвазская, Курамино-Ферганская, Муюнкумо-Киргизская) и 2) Улутау-Каратаускую, Чаткало-Нарынскую, Южно-Тяньшаньскую и Центрально-Памирскую (межъядерные зоны).

Н. М. Сеницын (1960) расчленил Южный Тянь-Шань на структурно-формационные (или складчатые) зоны по типам разреза, возрасту, особенностям складчатой структуры и характеру магматизма. В Алайском хребте он впервые установил два типа разрезов среднепалеозойских отложений — полный и неполный.

В основу геологического районирования Южного Тянь-Шаня Д. В. Резвов (1959) положил структурно-формационный принцип, выделив на этой территории два структурных этажа: нижний — палеозойский и верхний мезо-кайнозойский. По его схеме Южный Тянь-Шань и Северный Памир объединены в Тяньшань-Куэньлунскую палеозойскую геосинклинальную систему. Сюда отнесены

Гиссаро-Алайская, Восточно-Ферганская, Кокшаальская и Памиро-Куэньлуньская варисские геосинклинали. Они разделены зонами глубинных разломов (Южно-Ферганский, Туркестанский, Вахшский, Каракульский и др.).

Туркестано-Алайскую систему Д. П. Резвой (1973) по типу тектонических структур палеозоя подразделил на антиклинорные (Южно-Ферганская, Туркестано-Зеравшанская, Кичикалайская, Коксуйская, зоны Ферганского хребта) и синклинорные зоны (Карачатырская, Алайская, Исфайрамская, Киргизская, Восточно-Алайская). Он подчеркнул, что глубинные разломы служат не только границами отдельных зон, но и являются их равноценными структурными элементами. Особую роль он придавал Южно-Ферганскому разлому, назвав его «важнейшей структурной линией Южного Тянь-Шаня».

Согласно Г. С. Поршнякову (1973), формирование структур Алая происходило под воздействием тангенциального давления. В Туркестано-Алае известны 4 типа разрезов среднего палеозоя. Одновозрастные карбонатные, терригенные и вулканогенные отложения слагают узкие (3—4 км) чередующиеся зоны. Они разделены надвигами, падающими в сторону осей синклинальных структур. По возрасту эти структуры он определил как раннегерцинские (доорогенные) и позднегерцинские (орогенные).

К первым отнес антиклинории и синклинории, возникшие, по его мнению, на месте поднятий и геосинклинальных прогибов. Прогибы и поднятия располагались в пределах эвгеосинклинальной области, которая занимала всю территорию Южного Тянь-Шаня. Среди раннегерцинских разрывных структур выделяются складчатые надвиги и шарьяжи начала первых фаз складчатости, секущие надвиги и крутопадающие разрывы.

В. И. Кнауф и др. считают, что границами всех зон и подзон служат глубинные разломы северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений. Они обусловили глыбовое строение фундамента Тянь-Шаня. Наиболее отчетливо это проявилось в каледонидах Северного Тянь-Шаня и в герцинидах Срединного и Южного Тянь-Шаня. Глубина заложения глыбовой структуры — 15—20 км, иногда до 50 км.

Согласно схеме М. А. Ахмеджанова и О. М. Борисова, выделяются два складчатых пояса: Урало-Тяньшаньский (каледоногерцинский) и Средиземноморский (Памир, герцинско-альпийский), разделенные Каракумо-Таджикским выступом Русской платформы. Крупными разломами они разбиты на ряд блоков. В схеме показаны три структурно-формационных этажа — докембрийский, палеозойский и мезо-кайнозойский. Палеозойский этаж, в свою очередь, расчленяется на два структурных подэтажа: каледонский (Ст—Д₁) и герцинский (Д₂—Т₁), которые, в свою очередь, разделяются на структурные ярусы, зоны и подзоны. В соответствии с этой схемой описываемая нами территория относится к южной ветви среднеазиатской части Урало-Тяньшаньской герцинской

складчатой зоны (Южно-Тяньшаньская и Кокшаальская структурно-формационные подзоны), а в восточной части Каракумо-Таджицкого выступа в пределах Южно-Тяньшаньской подзоны выделены Северо-Нуратауская, Каратау-Туркестанская, Кичикалайская и Киттармай-Зеравшанская антиклинориевые, а между ними — Охнинско-Талдыкская, Каратау-Сурметашская, Таушан-Зеравшанская синклинориевые полосы. В Кокшаальской подзоне выделены Атбаша-Иныльчекская и Кокшаал-Сарыбельская антиклинорные и Аксайская синклинорная полосы.

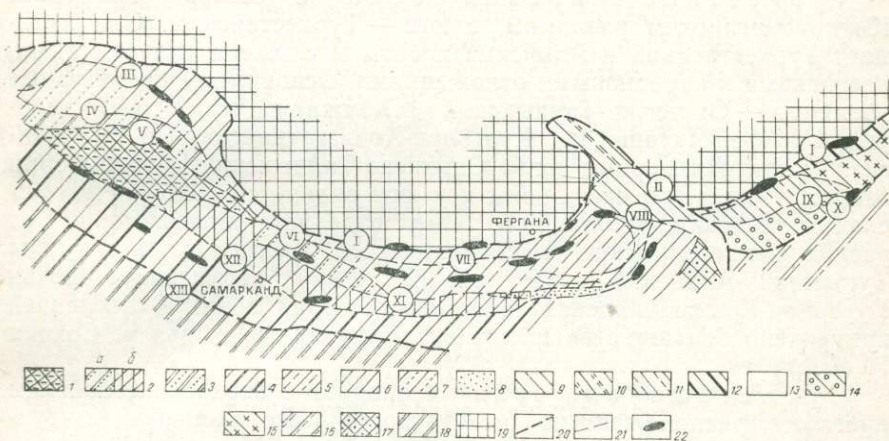


Рис. 1. Схема тектонического районирования Южного Тянь-Шаня (по А. Е. Довжикову, 1978) с ртутно-сурьмяным оруденением.

Кызылкумо-Алайская система. Зоны: 1—Ауминзская, 2—Нуратау-Туркестанская с подзонами Малыгузар-Нуратинская (а) и Туркестано-Зеравшанская (б), 3—Тамдытауская, 4—Зеравшано-Алайская, 5—Туркестано-Алайская, 6—Карачатырская и Северо-Букантауская, 7—Южно-Букантауская, 8—Гульчическая (Сурметашская). Фергано-Кокшаальская система. Зоны: 9—Атбашинская, 10—Баубашатинская, 11—Аксайская, 12—Джангажирская, 13—Яссинская, 14—Майдантагская, 15—Кокшаальская, 16—Таримский массив, 17—Сулутерекский выступ докембрия, 18—Складчатая система Юго-Западного Тянь-Шаня, 19—Складчатая система Среднего Тянь-Шаня, 20—границы складчатых систем, 21—границы структурно-формационных зон, 22—участки ртутно-сурьмяного оруденения. Главнейшие разломы (цифры на рис.): 1—Фергано-Нарынский, 2—Таласо-Ферганский, 3—Букантауский, 4—Джаманкумский, 5—Мурунтауский, 6—Северо-Нуратинский, 7—Южно-Ферганский, 8—Тарский, 9—Туякжуйюкский, 10—Кипчакский, 11—Туркестанский, 12—Зеравшанский, 13—Бухаро-Гиссарский.

В схеме геологического районирования Южного Тянь-Шаня А. Е. Довжикова (1977, рис. 1) структурно-формационным зонам соответствуют крупные блоки земной коры, которые разграничены глубинными (или краевыми) разломами. Здесь выделены две системы зон: западная (Кызылкумо-Алайская) и восточная (Фергано-Кокшаальская), разделенные Тарским разломом. В Кызылкумо-Алайскую систему вошли раннегерцинские (Нуратау-Туркестанская, Тамдытауская), среднегерцинские (Туркестано-Алайская, Зеравшано-Алайская) и позднегерцинские (Карачатырская, Северо-Букантауская и Сурметашская) зоны. Ауминзтауская и Букантауская зоны представляют собой выходы пород догеосинклинального фундамента. В Фергано-Кокшаальскую систему зон входят

раннегерцинская (Атбашинская) и среднегерцинская (Баубашатинская, Джанджирская и Аксайская) зоны. Они субширотного простирания, сложного строения и состоят из более мелких складчатых структур, осложненных разломами. Мы приняли схему А. Е. Довжикова.

Кызылкумо-Алайская система. Большинство известных щелочных интрузий приурочено к восточной части Туркестано-Алайской, Сурметашской, Кульджуктау-Туркестанской и Зеравшано-Алайских зон.

Туркестано-Алайская зона с севера ограничена Южно-Ферганским разломом, с юга — Туркестанским. Она занимает Туркестанский и Алайский хребты и сложена силурийскими, девонскими и карбоновыми отложениями. Основные ее структурные элементы — Охнинско-Талдыкский и Ходжаачканский антиклинорий, Уймерен-Акташская, Курганак-Ходжаачканская и Каузанская мегантиклинорные зоны. Охнинско-Талдыкский антиклинорий занимает северную часть зоны и к югу сменяется Аймерен-Акташской мегантиклинорной зоной. Она отделяет антиклинорий от расположенного на юге Ходжаачканского. Вдоль южной границы Туркестано-Алайской зоны проходит узкая верхнепалеозойская Курганак-Ходжаачканская межантиклинорная зона. К последней приурочено большинство щелочных интрузий (верховья р. Соха и Исфайрама).

Сурметашская зона совпадает с верхнепалеозойским прогибом, расположенным между восточными окончаниями Туркестано-Алайской и Зеравшано-Алайской зон. Курганак-Ходжаачканская мегантиклинорная зона, соединяясь с Сурметашской мульдой на севере, постепенно переходит в одноименный прогиб. В направлении к северу, в сторону Яссинского прогиба, он расширяется. В нем развиты терригенные отложения карбона, залегающие на среднепалеозойских. Основная структура Сурметашской зоны — крупная антиклиналь, протягивающаяся от района перевала Джиптык до бассейна р. Мурдаши. Согласно с общим простиранием зоны она имеет сначала субширотное, а в Восточном Алае почти меридиональное простирание.

Кульджуктау-Туркестанская зона на севере ограничена от Туркестано-Алайской зоны Туркестанским, а на юге Зеравшанским разломами. Она занимает часть Кульджуктауского, Туркестанского, Зеравшанского и Алайского хребтов, сложена мощными толщами нижнего силура (дландовери — венлок), в меньшем объеме — девона и карбона. Зона имеет ширину около 20 км. К югу от верховья р. Соха она сужается и далее к востоку выклинивается. В структурном отношении представляет крупный антиклинорий субширотного простирания, сопряженный на юге с синклиномом.

Зеравшано-Алайская зона расположена южнее Кызылкумо-Алайской системы зон и протягивается от Зеравшанского и Каратегинского хребтов до Восточного Алая. Северная граница ее проходит по Зеравшанскому разлому. С юга она ограничена Гис-

сарским разломом, проходящим по северной части Гиссарского гранитоидного батолита. Здесь широко развиты отложения силура, девона и незначительно — ордовика и карбона. В пределах зоны выделяются Зеравшанский и Северо-Гиссарский антиклинории субширотного простирания.

Восточный Алай является северо-восточным продолжением Зеравшано-Алайской зоны и представляет собой антиклинорий, в осевой зоне которого с юга на север выделяются Сургутско-Коккинская, Блеулинская и Домбринская синклинали.

В геологическом строении Кызылкумо-Алайской системы принимают участие протерозойские, нижнепалеозойские, ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные, пермские, юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

Протерозойские образования («каратегинская свита») развиты лишь в хребте Каратегин. Они сложены толщей гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморов и кварцитов. Общая мощность 2400 м.

Нижнепалеозойские представлены метаморфическими породами, развиты на южном склоне Зеравшанского хребта, они смяты в крупную антиклиналь. Общая их мощность 1800 м.

Ордовикские отложения выделены условно на Алайском хребте. На северном его склоне они состоят из черных глинистых сланцев с прослоями алевролитов и песчаников, с линзами известняков, содержат граптолиты нижнего ордовика. На южном склоне к ордовикским отнесены темно-серые глинисто-кремнистые сланцы с тонкими прослоями серых кварцитовидных песчаников. Видимая мощность 2000 м.

Выше по разрезу залегают толщи нижнего силура, нижнего — верхнего силура нерасчлененного, верхнего силура, а также нерасчлененного верхнего силура — нижнего девона.

Нижний силур (р. Сох, Шахмардан, Исфайрамсай и Коксу, южный склон Зеравшанского хребта) представлен мощной толщей (более 3000 м) сланцев, песчаников и конгломератов с прослоями известняков и основных эффузивов (порфириты, диабазы, туффиты).

Верхний силур (лудлов) имеет ограниченное развитие (Алайский, Зеравшанский и Каратегинский хребты). Он сложен преимущественно известняками и сланцами.

Верхний силур — нижний девон на западе Алайского хребта (Ходжаачкан) представлен массивными известняками, а на востоке — конгломератами, сланцами с прослоями песчаников, спилитов и известняков. Общая мощность отложений 380—1200 м.

Девон расчленен на толщи, соответствующие нижнему, нижнему — среднему, среднему — верхнему и верхнему отделам. Развиты преимущественно карбонатные отложения. Общая мощность более 2000 м.

Карбон представлен в нижней части карбонатными фациями, сменяющимися в среднем и верхнем карбоне терригенными. Среди них выделены визейские, намюрские, нерасчлененные нижнекарбо-

новые, ниже-среднекарбоновые, московские (C_2), гжельские (C_3), нерасчлененные верхнекарбоновые и верхнекарбон-нижнепермские отложения. Общая мощность 500—1700 м.

Отложения перми известны в Алайском и Каратегинском хребтах. Они представлены в основном конгломератами с известковистым цементом, реже песчаниками, сланцами, известняками (1000—1400 м) вулканитами (290 м).

Изверженные породы в Кызылкумо-Алайской системе зон распространены широко. Среди них по составу и возрасту выделяются следующие группы (ряды формаций): гранитоиды (до Pz), граниты альбитовые (Pz_2), мафиты и ультрамафиты (C_{1-2}), гранитоиды (C_3-P_1), щелочные породы (P).

Гранитоиды докембрия известны лишь в Каратегине, среди протерозойских мигматитов, в виде мелких инъекционных тел среди гнейсов и кристаллических сланцев. Они представлены аплитовидными и порфиroidными гранитами со слабой турмалинизацией.

Альбитовые граниты среднего палеозоя впервые описаны Р. Д. Гаврилиным (1960). Они залегают в средней части разреза силура — девона в виде пластовых тел или лакколлитов. Представлены мелкозернистыми альбитовыми гранитами и гранит-порфирами. По-видимому, к ним относятся также среднекарбоновые гранит-порфиры, широко распространенные в виде даек среди песчано-сланцевых толщ силура бассейна р. Зеравшана. Они, в свою очередь, прорываются порфиroidными гранитами верхнего карбона.

Мафиты и ультрамафиты C_{1-2} в виде небольших (линзовидных) тел составляют Кызылкумо-Южноферганский офиолитовый пояс (И. Х. Хамрабаев, 1977). Они приурочены к Южно-Ферганскому глубинному разлому и его ветвям. Встречаются также в Туркестанском, Алайском и Ферганском (северные склоны), Зеравшанском и Каратегинском хребтах. Интрузии Сартале и Қан по размеру самые крупные пластовые тела. Первое находится среди силурийских эффузивно-сланцевых пород и согласно с ними круто падает на север. В нем присутствуют перидотиты, верлиты, серпентиниты, авгитовые и оливиновые габбро, жилы габбро-пегматитов и кварцевых диоритов. Контактующие с ними известняки скарированы (гранат-пироксеновые скарны с промышленным скоплением магнетита). Ультрамафиты (р. Киргизата) представлены аюгарцбургитовыми серпентинитами с прожилками хризотил-асбеста и никелевой минерализацией. По р. Арчабаши, среднему течению р. Соха и р. Яссы отмечаются гипабиссальные тела размером от $0,8 \times 0,06$ км, сложенные среднезернистыми авгитовыми габбро.

По-видимому, ранне- и среднекарбоновый возраст имеют пластообразные тела мафитов и ультрамафитов на южных склонах Зеравшанского хребта. Размеры их достигают $0,3 \times 4$ км. Они прорывают девон-нижнекарбоновые кварц-серицитовые сланцы. Перидотиты пронизаны жилами гранитов верхнего палеозоя. Ксенолиты

мафитов встречаются среди нефелиновых сиенитов интрузии Турпи и сиенитов бассейна р. Девонасу.

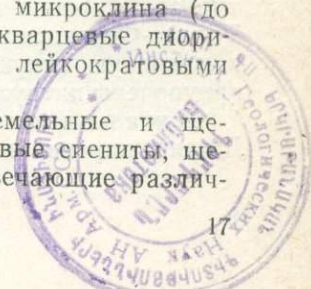
Гранитоиды S_3-P_1 слагают многочисленные интрузии размерами до 550 км² и образуют две провинции — Зеравшанскую и Кичикалайскую (Д. П. Резвой, 1959). Первая включает интрузивы преимущественно гранитного состава (Каравшин, Джиптык, Актерек, Арчабаши, Абрамова, Минбулак, Ачикалма), вторая — интрузии смешанного состава (Газ, Гаумыш, Мошиляк, Караказык, Шахдар, Каниды, Джаныджар, Кичикалай, Тегермач, Аустан, Дамжайляу, Сарыкмогол, Балыкты, Чалкильдак, Чалкуйрук, Беляулы, Аскалы). В Зеравшанской провинции известны также многочисленные интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов, порфировидных и аплитовидных гранитов, условно относимых к верхнему карбону (или верхнему палеозою).

Гранитоиды S_3-P_1 состоят из равномернозернистых и порфировидных гранитов, являющихся породами двух фаз внедрения.

3676
Равномернозернистые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты слагают интрузии в осевой части хребтов, а также в бассейнах р. Калаи-Махмуда, Актерека и Дарай-Пиёза. Они прорывают песчаники, сланцы и известняки среднего карбона. В западной части района преобладают интрузии гранитного состава, в восточной — гранодиоритового. Их контакты крутые. Гранитоиды характеризуются постоянством состава и структуры, представлены однообразными среднезернистыми массивными гранодиоритами и гранитами, переходящими в контактах интрузий в порфировидные разновидности (кичкалайский плутон), иногда в кварцевые диориты и сиениты. Жильные фации представлены аплитами, гранит-порфирами, пегматитами, спесартитами и диорит-порфиритами. Вмещающие сланцы и песчаники вокруг интрузий в интервале до 100 м превращены в роговики, кварциты и гнейсы, а известняки — в мраморы и волластонитовые скарны; к последним приурочено медно-сульфидное и шеелитовое оруденение. В пределах интрузий также отмечаются рудопроявления мышьяка (Шахдар), вольфрама (Меликсу), меди, молибдена и др.

Порфировидные граниты и гранодиориты (S_3-P_1) образуют интрузии Дамджайляу (14 км²), Джиптык, Оби-Мазар, Назайлек и другие в осевых частях Алайского, Туркестанского и Зеравшанского хребтов. Они прорывают известняки среднего девона, терригенные отложения силура, верхнего девона и среднего карбона (московский ярус). Их контакты крутые, рвущие, часто тектонические; интрузии приурочены к ядрам антиклиналей (Н. Ф. Шинкарев, 1966). Породы их представлены однообразными массивными порфировидными гранитами с порфиробластами микроклина (до 5 см), переходящими на периферии интрузии в кварцевые диориты и монзониты. Жильные фации представлены лейкократовыми гранитами, аплитами и пегматитами.

Щелочные породы перми включают щелочноземельные и щелочные сиениты, субщелочные граниты, нефелиновые сиениты, щелочные габброиды и лейкократовые граниты, отвечающие различ-



ным интрузивным фазам. В северных интрузивах (Зардалек, Урусай и другие) ранние фазы представлены габброидами, конечные — щелочными и нефелиновыми сиенитами; в южных массивах (Сурметаш, Улукколь и р. Ярхич) — щелочными сиенитами и турмалиносодержащими гранитами (Р. Д. Гаврилин, 1963; З. М. Ляшквич, 1959, 1961 а, б, 1962). В некоторых интрузиях первые фазы сложены нефелиновыми и щелочными сиенитами, а конечные — лейкократовыми турмалиносодержащими гранитами (Матча, Утрен, Тутек, Кульп, Ходжаачкан). Интрузии Джилису и Джамаджар сложены породами одной интрузивной фазы — нефелиновыми сиенитами.

Горы Кульджуктау (Юго-Западные Кызылкумы) сложены карбонатными и терригенными породами с линзами эффузивов ордовика, силура, девона и карбона. К ядру антиклинальной структуры приурочены габброидные и гранитоидные интрузии. И. Х. Хамрабаев, А. К. Каюмов (1977) расчленили их на 3 комплекса: вулканогенный S_2 —Д, габброидный S_2 и гранитоидный с щелочными породами S_3 —Р₁. Два последние слагают 4 массива, в том числе Тозбулакский.

Фергано-Кокшаальская система с Атбашинской, Аксайской, Джангджирской и Кокшаальской зонами.

Атбашинская зона представляет узкий (до 10 км) приразломный прогиб, заполненный верхнесилурийскими отложениями (см. рис. 1); она является тектоническим стержнем Фергано-Кокшаальской системы. Зона охватывает хребт Атбаши, с юга примыкает к Атбашинскому выступу докембрия. С севера от Среднего Тянь-Шаня зона отделена Атбаши-Иньльчским разломом, с юга — от Аксайской зоны крутым Южно-Атбашинским разломом. К Южно-Атбашинскому разлому приурочены щелочные интрузивы.

Аксайская зона расположена к югу от Атбашинской и охватывает территорию Аксайской межгорной депрессии и ее горные обрамления (хребт Ферганский, горы Торугарт, Коккия и Сарыбелас, южные отроги хребта Атбаши). С севера зона граничит с Атбашинской по Южно-Атбашинскому разлому, с юга ограничена Майдантагской по Туя-Куйрюкскому разлому, с северо-востока — Кокшаальской по крупному одноименному разлому. В пределах зоны развиты преимущественно среднепалеозойские и верхнепалеозойские отложения. Вдоль р. Кокшаал (горы Коккия) проявляется широкая синклиналь. Складчатые структуры зоны имеют восток-северо-восточное простирание, до субширотного на востоке. От оз. Чатырколь на северо-запад простирание всех структур зоны плавно меняется на северо-западное, субпараллельное Таласо-Ферганскому разлому. Внутренняя часть зоны имеет синклинальную структуру, на востоке она приподнята. К поднятию приурочены интрузии гранитов.

Джангджирская зона охватывает хребты Уланский, Джангджирский и Борколдой. На севере она также примыкает к

Срединному Тянь-Шаню; простирается в субширотном направлении и сложена терригенно-карбонатными отложениями лудлова, карбонатными породами девона — нижнего карбона и вулканогенно-осадочными образованиями среднего карбона. Зона имеет сложное складчатое строение с относительно приподнятыми окраинами и приопущенной (в виде синклинали) осевой части. В ее строении важная роль принадлежит надвигам.

Кокшаалская зона расположена в южной окраине восточной части Южного Тянь-Шаня. Она граничит с запада с Аксайской зоной (по Кугартскому разлому), с севера — с Джангджирской, с юга — Муздукской (по Кипчакскому разлому). В ней широко распространены флишондные толщи верхнего палеозоя общей мощностью около 5—6 тыс. м. Средняя часть зоны сложена преимущественно карбонатными, восточная и западная — терригенными отложениями.

В геологическом строении Фергано-Кокшаалской системы принимают участие протерозойские, ордовикские, силурийские, девонские, карбоновые, пермские и мезо-кайнозойские отложения. Геологическое строение и магматизм ее изучены В. Н. Огневом, С. С. Шульцем, М. В. Агафоновым, А. Е. Довжиковым, М. М. Пуркиным, И. В. Кнауфом, М. Б. Ивановым, Е. В. Христовым и др.

Протерозой (северный склон Атбаши) представлен зеленоватосерыми и темно-серыми кварц-мусковитовыми, кварц-амфиболовыми, актинолит-эпидотовыми, глаукофановыми, карбонатными (с альбитом) и гранатовыми сланцами с прослоями и линзами мраморов и мусковит-альбитовых гнейсов (А. Бакиров, 1964). Мощность более 300 м. С севера и юга область выхода протерозойских образований ограничена крупными разломами.

Выше развиты толщи нижнего, нижнего — верхнего нерасчлененного, верхнего силура, а также верхнего силура — нижнего девона. Нижнесилурийские отложения представлены оталькованными известняками и эффузивами мощностью 4000 м (Ферганский хр.). Нерасчлененные отложения силура сложены филлитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, спилитами, диабазами с редкими прослоями известняков и яшм (А. Е. Довжиков, 1956). Верхний силур широко представлен в Ферганском, Атбашинском, Джангджирском, Уланском, Борколдойском хребтах, а также на северных склонах хребта Кокшаалтау песчано-сланцевой, карбонатной (300—700 м) и вулканогенно-осадочной толщей с базальной пачкой (конгломераты, брекчии и песчаники). В Ферганском хребте верхний силур составляют измененные пироксен-плагноклазовые порфириды предположительно лудловского возраста.

Отложения верхнего силура — нижнего девона встречаются в хребтах Атбаши и Кокшаалтау и представлены грубослоистыми известняками с прослоями битуминозных известняков и глинистых сланцев (1000 м).

Девонские образования широко развиты в Фергано-Кокшаальской системе. К ним относится мощная толща песчаников, глинистых сланцев, алевролитов, развитых в хребтах Кокшаалтау («бедельская свита», мощность 2400 м) и Джангджир (мощность 1200 м).

Карбон представлен средним (московский и башкирский) и нижним (намюрский, визейский, турнейский ярусы) отделами, а верхний карбон — нерасчлененными верхнекаменноугольно-пермскими отложениями.

Образования турнейского яруса сложены массивными, брекчиевидными, доломитизированными известняками с прослоями кремней (800 м), слоистыми известняками, местами битуминозными, имеющими оолитовое сложение (500 м), а также алевролитами, песчаниками, известняками, кремнистыми сланцами (900 м).

Визейские образования состоят из карбонатных (600 м) и терригенных (950 м) отложений. Терригенные широко развиты в Кокшаальской зоне; представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами с прослоями известняков.

Намюрские отложения также имеют карбонатный (Джангджирская зона) и терригенный (Кокшаальская зона) составы.

Башкирский ярус характеризуется преимущественно терригенными (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, реже известняки) образованиями (150—300 м).

Толща московского яруса состоит из терригенных и терригенно-эффузивных образований (750—1000 м), в низах разреза преобладают терригенные, в верхних — эффузивные породы.

Отложения верхнего карбона отмечены в Атбашинской и Кокшаальской зонах. Это грубослойные известняки, брекчии, песчаники, алевролиты с редкими прослоями андезитов, порфиров и туфов. Они перекрыты «арпинской свитой» (C_3-P_1) мощностью 1000 м (северный склон хр. Атбаши), в которой преобладают кварцслюдистые песчаники и алевролиты с прослоями известняков.

Мезозойско-кайнозойские отложения занимают межгорные впадины.

Изверженные породы распространены незначительно, в них можно выделить следующие группы: мафиты и ультрамафиты (C_{1-2}), граниты (C_3-P_1), щелочные породы (P) и трахидолериты и анальцимовые пикрит-порфиры (Pg).

Мафиты и ультрамафиты широко развиты в пределах Ферганского, Атбашинского, Джангджирского хребтов и Кокшаалтау; включают серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, дуниты, пироксены. Среди них отмечаются и более поздние габброиды, диориты и гранодиориты. Они сформировались «в результате тектонических процессов, проявившихся в башкирское время» (В. И. Кнауф и др.). Ультрамафиты и мафиты в виде линзовидных тел протягиваются вдоль Атбаши-Иньельчекского глубинного разлома в субширотном или северо-восточном направлениях. Они залегают среди отложений атбашинской свиты протерозоя, верхнего

девона — нижнего карбона и московского яруса карбона (хребет Атбаши). Часто в их составе присутствуют темно-зеленые крупнозернистые порфиroidные серпентиниты, состоящие в основном из серпентина, волокнистого хризотила или антигорита с реликтами оливина.

Среднезернистые перидотиты северного склона хребта Кокшаалтау состоят из оливина, авгита и амфибола. Габброиды часто ассоциируются с ультрамафитами и прорывают отложения силура, верхнего девона — нижнего карбона. Они слагают мелкие штокообразные тела, сложенные габбро, габбро-норитами, габбро-диабазами, диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Габбро-диабазы состоят из авгита, лабрадора, оливина и биотита. В них (50×50 м) находятся ксенолиты измененных мраморов, роговиков, а также слюдяные породы.

Диориты и кварцевые диориты в виде мелких штоков и даек распространены в хребтах Ферганском, Атбаши, Кокция и Джангджир. Они секут породы верхнего силура, верхнего девона — нижнего карбона. Песчаники и сланцы в зонах экзоконтакта шириной до 200 м окварцованы и ороговикованы.

В комплексе гранитоидов (C_3 — P_1) отмечаются гранодиориты, плагиограниты, граниты, граносиениты, порфиroidные и субщелочные граниты.

Гранодиориты и плагиограниты (северный склон хр. Атбаши) в виде небольшого интрузива (8 км²) прорывают отложения атбашинской свиты протерозоя и московского яруса. Они представлены среднезернистыми и порфиroidными породами, состоящими из олигоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, роговой обманки и биотита. Вмещающие породы превращены в кристаллические сланцы.

Граниты и граносиениты приурочены к зоне Южно-Атбашинского разлома субширотного простиранья. Они прорывают известняки и сланцы девона и представлены среднезернистыми гранитами, переходящими в гранодиориты. Восточная их часть сложена крупнозернистыми граносиенитами, имеющими постепенные переходы в граниты. Жильные фации представлены гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, спессартитами и порфиритами. Вмещающие породы — мраморы и роговики.

Порфиroidные граниты в виде мелких интрузий прорывают отложения верхнего карбона. Они имеют лейкократовый облик и состоят из кварца, микроклина, олигоклаза и биотита.

Граниты и гранодиориты западных отрогов хребта Кокшаалтау слагают крупную интрузию (100 км²), прорывающую известняки девона и нижнего карбона, терригенную толщу московского яруса.

Граниты, гранодиориты и граносиениты (северный склон хребта Кокшаалтау) образуют крупные интрузии Джангарт, Сарыджаз и Пикертык (Е. Н. Окулов и др.). Интрузия Джангарт, вытянутая в широтном направлении, прорывает палеозойские отложения, включая песчаники и известняки среднего карбона. Она, в свою

очередь, прорывается щелочными породами (пер. Джангарт). Известняки в зоне экзоконтакта мраморизованы, местами скарнированы, а сланцы ороговикованы.

Порфиroidные гранодиориты (хребет Кокшаалтау) образуют небольшую интрузию (0,6 км²) широтного простирания, прорывающую песчаники и сланцы бедельской свиты, которые в контакте также ороговикованы.

Гранодиориты порфиroidные с мелкозернистым базисом состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита и роговой обманки. Жильные породы представлены аплитами, пегматитами; развиты также грейзены (с молибденитом и турмалином).

Субщелочные граниты образуют крупную интрузию Коккия (110 км²), прорывают карбонатные толщи нижнего карбона и терригенные среднего карбона (московский ярус); в экзоконтактах развиты скарны и офикальцитовые жилы. Сами граниты представляют собой порфиroidные крупнозернистые биотит-амфиболовые породы, состоящие из микроклина, альбит-олигоклаза, кварца, роговой обманки и биотита с единичными зернами эгирина. Жильные породы — граносиенит-порфиры, сиенито-диорит-порфиры и щелочные пегматиты. Последние состоят из микроклина, эгирина и альбита.

Щелочные породы (Р) известны в пределах хребтов Атбаша и Кокшаалтау. Они слагают небольшие сложные по форме и составу интрузии, тяготеющие к крупным разломам. Интрузии залегают среди карбонатных и терригенных толщ силура, девона и среднего карбона, а также верхнекарбонных граносиенитов. В хребте Атбаша известны две интрузии — Суртеке и Узунбулак, залегающие среди силурийских и девонских отложений, вдоль Южно-Атбашинского разлома. Они сложены монцонитами, эссекситами, щелочными, нефелиновыми и кварцевыми сиенитами, являющимися образованиями нескольких интрузивных фаз. Жильные породы представлены аплитами, тингуаитами, щелочными пегматитами, нефелиновыми сиенит-порфирами, альбититами и диорит-порфирами.

На северных склонах хребта Кокшаалтау щелочные и нефелиновые сиениты слагают интрузивы Кайчи, Алайгыр и Сарысай. Первые два сложены породами 4 фаз: мельтейгиты и фиолиты, щелочные и нефелиновые сиениты, кварцевые сиениты, турмалин-содержащие граниты. Среди жильных пород известны щелочные и нефелиновые сиениты, нефелиновые сиенит-пегматиты и редкометалльные карбонатиты.

Монцониты слагают трещинные интрузивы (1,5 км²) северо-восточнее интрузии Суртеке. Они приурочены к Южно-Атбашинскому разлому; сложены крупнозернистыми породами, состоящими из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, авгита и роговой обманки; в направлении к контакту переходят в мелкозернистые эссекситы. В хребте Кокшаалтау они совместно с эссекситами и габбро слагают небольшие пластовые тела, залегающие среди пес-

чаников и сланцев девона и известняков московского яруса. Кроме того, в виде ксенолитов они отмечаются среди граносиенитов.

Дайки трахидолеритов (Pg) развиты на площади хребта Кокшаалтау среди среднепалеозойских песчаников и сланцев, а анальцимовых пикрит-порфиритов — в хребтах Атбаши и Борколдой. Такие пикрит-порфириты секут известняки и сланцы (Pz₂). Трахидолериты — гипабиссальная фация палеогеновых базальтов. Структура их порфировидная; вкрапленники представлены оливином, реже баркевикитом и биотитом, а основная их масса состоит из титан-авгита, оливина, лабрадора, реже баркевикита, стекла, цеолитов, анальцима и нефелина (?). В составе пикритовых порфиритов принимают участие оливин, пироксен, анальцим и стекло.

Таким образом, можно выявить следующие черты региональной зональности: мафиты и ультрамафиты развиты на склонах Туркестанского, Алайского, Атбашинского и Жангджирского хребтов; к югу от них располагаются интрузии верхнепалеозойских гранитоидов и щелочных пород.

Глава III.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Геологические условия размещения щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня детально изучались Ю. А. Араповым, Л. С. Бородиным, Е. Л. Бутаковой, Р. Д. Гаврилиным, Т. А. Додоновой, А. Д. Захаровым, Б. И. Злобиным, Г. А. Ильинским, Т. Н. Ифантопуло, З. М. Ляшкевичем, А. В. Москвиным, И. К. Никитиным, Б. И. Омеляненко, Л. Л. Перчуком, М. М. Пуркиным, Е. И. Семеновым, М. Д. Трояновым, Н. Ф. Шинкаревым и другими.

Становление щелочных интрузивов западной части Южного Тянь-Шаня проходило в условиях почти полной консолидации оргена, но при продолжавшихся блоково-глыбовых движениях.

Нефелиновые сиениты локализованы в блоках стабильного тектонического режима.

Субширотное простирание структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня осложнено разломами фундамента субмеридиональных направлений.

Щелочные породы Южного Тянь-Шаня слагают мелкие тела, входящие в состав сиенит-гранитовых массивов. Они формируются после кварцевых диоритов, гранодиоритов и щелочноземельных гранитов (S_{2-3}). Магматический процесс завершился в конце перми внедрением лейкократовых гранитов, часто с турмалином и флюоритом (К. Л. Бабаев, А. К. Каюмов, 1965).

Щелочные породы в восточной части Южного Тянь-Шаня менее распространены, чем в западной (рис. 2). На западе Зеравшано-Гиссарского рудного пояса они отмечены в районе Казнок-Чимтаргинского массива. В верховьях р. Арга и Чапдары наряду с нефелиновыми сиенитами отмечаются небольшие выходы более поздних щелочных пород — сиенитов, нефелиновых сиенитов, нефелин-анальцимовых сиенитов, канкринит-альбитовых сиенитов и кварцевых сиенит-порфиров.

На востоке названного пояса присутствуют нефелиновые и биотит-канкринитовые сиениты, пироксено-биотитовые ийолиты и др. Возраст щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня установлен на основе геологических данных и по результатам радиологических

определений (табл. 1). Интрузии прорывают отложения различного возраста от верхнего протерозоя (Турпи) до нижней перми (Ходжаачкан, Джилису). В большинстве случаев они контактируют с отложениями верхнего карбона и нижней перми. Таким образом, нижняя возрастная граница щелочных интрузий соответствует нижней перми. Верхняя граница не установлена.

Для ряда щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня калий-аргоновым методом определен возраст в 254—271 млн. лет. Близкие данные получены М. М. Пуркиным (1968) для интрузии Суртеке — 272 млн. лет. Согласно геохронологической шкале 1964 г., их возраст соответствует верхней перми. Аналогичные данные (255—

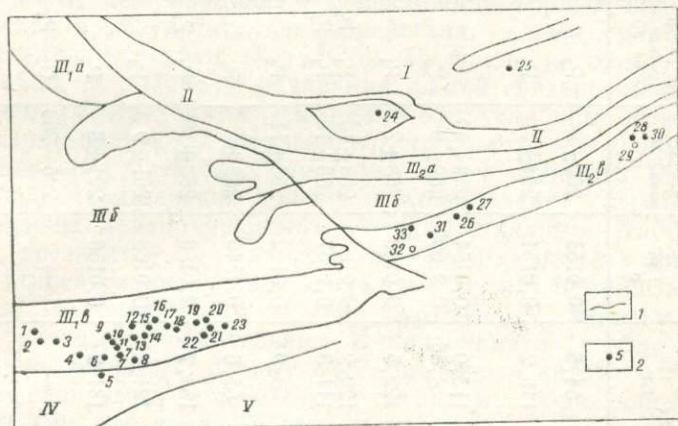


Рис. 2. Схема расположения щелочных интрузий в складчатых зонах Южного Тянь-Шаня:

1—границы тектонических элементов, 2—выходы щелочных интрузий.

Тектонические элементы (цифры на рис.): I—Северо-Тяньшаньская каледонская зона, II—Тяньшаньская герцинская зона, III,а—Чаткальская подзона, III,а—Нарынская подзона, III,б—Курамино-Ферганский срединный массив, III,в—Южно-Тяньшаньская подзона, III,в—Кокшаалская подзона, IV—Каракумо-Таджикский активизированный выступ платформы, V—Памирская герцинско-альпийская зона. Интрузии (цифры на рис.): 1—Саркент, 2—Рокшиф-собах, 3—Тагоби-собах, 4—Шахи-Софет, 5—Турпи, 6—Дарай-пиёз, 7—Тутек, 8—Недоступный, 9—Райгородский, 10—Утрен, 11—Матча, 12—Зардалек, 13—Кульп, 14—Ходжаачкан, 15—Джилису, 16—Урусай, 17—Алаутдин, 18—Улукколь, 19—Сурметаш, 20—Чекинды, 21—Исфайрам, 22—Джаманджар, 23—Западный Ычикалай, 24—Сандык, 25—Кызыл-Омпул, 26—Суреке, 27—Узунбулак, 28—Сарысай, 29—Кайчи, 30—Алайгыр, 31—Кокайгыр, 32—Торугарта, 33—Ташрабат.

271 млн. лет) получены и для гранитоидов, сформировавшихся несколько ранее щелочных пород (Джилису, Исфайрам, Джаманджар, Торугарттау). Несколько сниженный возраст установлен свинцовым методом для интрузии Зардалек и Урусай, калий-аргоновым методом (Л. Л. Перчук и др.) для интрузий Ходжаачкан, Кульп, Джилису, Зардалек (190—237 млн. лет). Для основных пород интрузии Зардалек и Кайчи калий-аргоновым методом М. М. Пуркин получил более древний возраст 314—330 млн. лет. Такая разница в определениях, по-видимому, обусловлена погрешностями методов и техники анализов, а также омоложением радиометрического возраста в результате калиевого метасоматоза.

Абсолютный возраст щелочных пород и гранитоидов Южного Тянь-Шаня

Минерал	Порода	K, %	$K^{40} \cdot 10^{-6}$, к/г	$Ar^{40} \cdot 10^{-9}$, г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет	Положение по геохр. шкале (1964 г.)	Состав и возраст вмещающих пород
Биотит	Нефелиновый сиенит (Зардалек)	2,88	3,25	54,6	0,0155	260±9	P ₂	Известняки, сланцы силура
Биотит	Нефелиновый сиенит (Джилису)	6,29	7,63	115,2	0,0151	254±7	P ₂	Конгломераты P ₁ , песчаники, сланцы C ₃ , гранодиориты C ₃
То же	Нефелиновый сиенит	6,12	7,46	115,0	0,0154	258±10		
Амфибол	Нефелиновый сиенит (Ходжаачкан)	0,425	0,52	8,36	0,01605	269±8	P ₂	Конгломераты P ₁ , сланцы, известняки C ₃
Биотит	Монзонит (Исфайрам)	6,30	7,67	122,5	0,0160	268±7	P ₁	Известняки, сланцы C ₂ , известняки C ₁
То же	Граносиенит (Исфайрам)	6,32	7,70	120,9	0,0157	263±10	P ₁ —P ₂	
"	Гранодиорит (Джилису)	5,80	7,08	111,3	0,0157	263±10	P ₁ —P ₂	Конгломераты P ₁ , сланцы C ₃
"	Кварцевый диорит (Джаманджар)	3,42	4,17	63,9	0,0152	255±11	P ₂	Песчаники, сланцы C ₃
Биотит	Кварцевый диорит (Джаманджар)	3,42	4,17	65,6	0,01546	259±9	P ₂	Песчаники, сланцы C ₃
"	Нефелиновый сиенит (Суртеке)	6,96	8,50	133,7	0,0158	265±10	P ₁ —P ₂	Песчаники, сланцы, известняки D ₁ —D ₂
"	Гранит (хр. Торугарт)	6,10	7,46	121,2	0,0163	261±9	P ₁	Песчаники, сланцы (лудлов)
"	Нефелинсодержащий сиенит (Сандык)	6,95	8,48	131,2	0,0156	261±8	P ₂	Гранитоиды ордовика
"	Нефелиновые сиениты (хр. Кульджуктау)	—	—	—	—	265—280	C ₃ —P ₁	Карбонатные и терригенные породы палеозоя

* Возраст определялся в ИГиГ им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР Ф. А. Аскарвым.

По нашим данным, верхней границе возраста щелочных пород Южного Тянь-Шаня, вероятно, соответствует поздняя пермь (см. табл. 1). Они могут быть и объединены в верхнепермские ряды формаций. По генезису выделяются нефелин-сиенит-гранитовый и габбро-нефелин-сиенитовый ряды формаций. И. Х. Хамрабаев, А. К. Каюмов (1970, 1977) под «рядами формаций» понимают совокупность близких по возрасту интрузивных пород, образовавшихся из единого магматического очага в течение одного этапа тектоно-магматического цикла, а под «фазой» — совокупность горных пород, образовавшихся в результате кристаллизации одной порции магмы, интродировавшей в верхние структурные этажи земной коры; под «фацией» — совокупность горных пород, образовавшихся в результате взаимодействия магмы одной фазы с вмещающими породами. Породы одной фации не образуют самостоятельных тел. Породы различных фаций связаны между собой постепенными переходами. Щелочные интрузии обычно многофазные и характеризуются фаціальным многообразием (табл. 2).

В щелочных интрузиях восточной части Южного Тянь-Шаня (Алайский, Атбашинский хребты и Кокшаалтау) первые фазы представлены меланократовыми горными породами (габбро, монциты, эссекиты), а завершающие — нефелиновыми сиенитами. К ним относятся интрузивы Зардалек, Урусай, Чекинды, Суртеке и Кайчи. За исключением массива Суртеке, нефелиновые сиениты распространены незначительно. В центральной части Южного Тянь-Шаня, напротив, первые фазы щелочных интрузий представлены нефелиновыми и щелочными сиенитами, образующими относительно крупные тела, а заключительные фазы — кварцевыми сиенитами и турмалинсодержащими гранитами. Для интрузий южной части Южного Тянь-Шаня характерна иная картина становления. За исключением Тозбулака, начальные фазы представлены щелочными гранитами и кварцевыми сиенитами, а конечные — нефелиновыми сиенитами (Джаманджар, Турпи и др.).

Формы интрузивных тел изменяются от дайкообразной до изометрической и штокообразной.

Рассмотрим отличительные черты некоторых интрузий щелочных пород.

Казнок-чимтаргинские интрузии — небольшие штоки, залегающие среди карбонатных пород в толще силура — девона (рис. 3). Они сложены щелочными и нефелиновыми сиенитами. К жильным образованиям относятся дайки пуласкинов, бостонитов и др. Нефелиновые сиениты подверглись альбитизации, скаполитизации и флюоритизации. К ним приурочены редкоземельные пегматиты (А. К. Каюмов, И. В. Мушкин, 1977).

Казнок-чимтаргинские щелочные породы находятся в зоне Чимтаргинского разлома. В нефелиновых сиенитах Казнок-Чимтарги микроклин-пертит составляет 30—60%, нефелин — 15—30%; в небольших количествах отмечаются альбит, эгирин, циркон, циртолит, меланит, флюорит, эвдиалит и др. Нефелин часто замещен

Последовательность формирования пород некоторых щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня (по данным Е. Л. Бутаковой, Р. Д. Гаврилина, Б. И. Злобина, А. К. Каюмова, З. М. Ляшкевича, Л. Л. Перчука и др.)

Инtruзия	Первая фаза	Вторая фаза	Третья фаза	Четвертая фаза	Жильные дериваты и другие
Северная группа					
Зардалек, Урусай, Чекинды	Габбро, монцониты	Щелочные сиениты	Нефелиновые сиениты		Сиенит-пегматиты, сиенит-аплиты, нефелин-содалитовые пегматиты, альбиты, скарны
Исфайрам	Кварцевые диориты, гранодиориты	Субщелочные сиениты	Щелочные граниты	Нефелиновые сиениты	Гранит-аплиты, сиенит-аплиты
Западный Кичикалай		Сиениты	Нефелиновые сиениты		
Суртеке	Монцониты, шонкиниты, эссекситы	Щелочные сиениты, трахитоидные сиениты	Нефелиновые сиениты	Кварцевые сиениты	Нефелиновые сиенит-пегматиты, тингуаиты
Узунбулак			Нефелин—канкринитовые сиениты		Пегматиты
Сарысай	Эссекситы, монцониты	Щелочные сиениты	Нефелиновые сиениты, маршуполиты	Кварцевые сиениты	Нефелиновые сиенит-пегматиты
Кайчи, Алайгыр	Мельтейгиты, ийолиты	Щелочные сиениты (эгиринавгитовые)	Трахитоидные щелочные сиениты	—	Нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, нефелиновые сиенит-пегматиты, карбонаты
Центральная группа					
Матча, Джилису, Утрен	Нефелиновые сиениты	Щелочные и кварцевые сиениты		Турмалинсодержащие граниты	Щелочные пегматиты, карбонатиты, щелочные сиениты

Инtruзия	Первая фаза	Вторая фаза	Третья фаза	Четвертая фаза	Жильные дериваты и другие
Ходжаацкая	Гранодиориты	Нефелиновые сиениты	Кварцевые сиениты	Турмалинсо-держачие граниты	Сиенит-аплиты, пегматиты, альбититы, жилы волластонита и кальцита, скарны.
Кульп	Нефелиновые сиениты	Сиениты и кварцевые сиениты		Турмалинсо-держачие граниты	
Сурметаш	—	Щелочные и кварцсодержачие сиениты		Турмалинсо-держачие граниты	Пегматиты
Южная группа					
Дарай-Пиез	Щелочные граниты	Кварцевые сиениты	Нефелиновые сиениты	—	Сиенит-аплиты, щелочные пегматиты, альбититы, фениты
Тутек	—	—	Нефелиновые сиениты	—	Нефелиновые сиениты, пегматиты, жилы флюорита
Джаманджар	Моноциты, диориты		Нефелиновые и щелочные сиениты, уртиты	—	Сиенит-порфиры, малиньиты, альбититы
Турпи	Субщелочные граниты	Щелочные сиениты	Нефелиновые сиениты	—	Нефелиновые сиенит-пегматиты, амазонитовые гранит-пегматиты
Тозбулак	Диориты и кварцевые диориты	Биотитовые граниты и гранодиориты	Нефелиновые породы	Мелкозернистые граниты с турмалином	Граниты-аплиты, нефелиновые сиенито-пегматиты

либнеритом, канкринитом, иногда содалитом, скаполитом и анальцимом. Они принадлежат к мнаскитовому типу и часто ассоциируют с гранитоидами, от которых отличаются также составом акцессорных минералов.

Щелочные интрузии Южного Тянь-Шаня по геолого-структурным условиям размещения подразделены на три группы: северную, центральную и южную (см. табл. 2).

Северная группа интрузий. Интрузия Зардалек (10 км²) находится на северном склоне Алайского хребта. Приурочена к ядру антиклинали, сложенной известняками нижнего и верхнего силура. Представлена породами 3 интрузивных фаз: габбро и монзониты, трахитоидные сиениты, нефелиновые сиениты. Преиму-

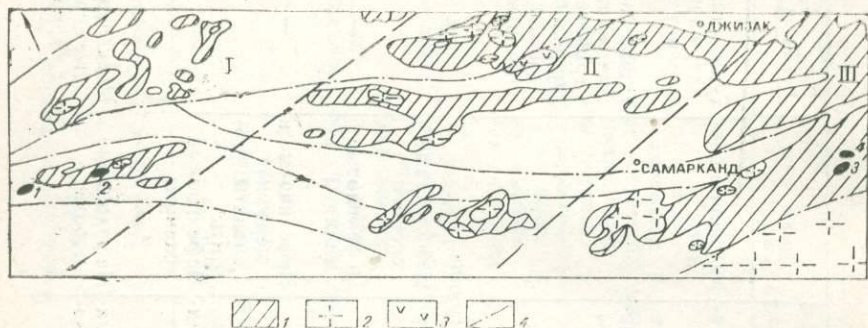


Рис. 3. Схема размещения интрузий нефелинсодержащих пород в западной части Южного Тянь-Шаня (по А. К. Каюмову и И. В. Мушкину, 1977):

1—домезобойские толщи, 2—гранитоиды, 3—граносиениты, сиениты, 4—разломы (интрузии, циф. ры на рис.: 1—Тузкой, 2—Тозбулак, 3—Чимтарга, 4—Казнок).

Геотектонические блоки (цифры на рис.): I—Кызылдумский, II—Нуратинский, III—Зеравшано-Тиссарский.

щественное развитие получили трахитоидные сиениты, секущие габброиды, сами прерывающиеся нефелиновыми сиенитами. Габброиды слагают разобщенные полосы по периферии интрузии. Здесь отмечаются монзониты, тералитовые габбро, анальцимовые габбро и другие разности. Жильные породы — дайки монзонит-порфиров и долеритов мощностью до 2 м (рис. 4).

Трахитоидные сиениты занимают более половины интрузии, образуя крупное воронкообразное тело, от которого отходят апофизы. Меланократовые сиениты отмечаются у контакта с габброидами и известняками. Жильные их дериваты представлены бостонитами, сиенит-пегматитами и сиенит-аплитами. Нефелиновые сиениты в виде штокообразных (размером до 1,2×0,6 км) и дайкообразных (до 25 м) тел развиты среди габброидов, сиенитов и вмещающих пород. Среди них установлены гастингситовые и гранатовые разности. Кроме того, отмечаются неправильной формы гнезда и полосы эпилейцитовых нефелиновых сиенитов шириной до 3 м. Жильные разности — сиенит-порфиры, нефелин-содалитовые сиенит-пегматиты, мусковитовые альбититы.

Нефелин-содалитовые пегматиты образуют жилы мощностью до 0,5 км. Следствием метасоматических процессов, происходивших в магматическую и постмагматическую стадии (Л. Л. Перчук, 1964), явилось ороговикование, фенитизация, скарнирование, альбитизация, содалитизация, карбонатизация. В интрузивном массиве присутствуют ксенолиты мраморизованных и скарнированных известняков, эссекситов и пироксенитов. Породы зоны разломов значительно катаклазированы и милонитизированы.

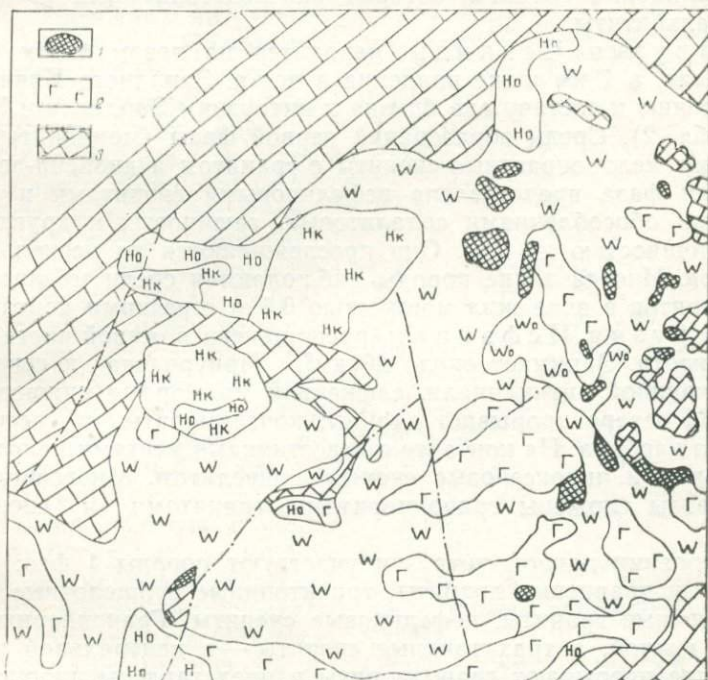


Рис. 4. Геологическая схема интрузии Зардалек (по Л. Л. Перчуку и др. с дополнениями и уточнениями А. К. Каюмова):

1—скарны, 2—габбро, монзониты (*gP*), 3—известняки (*S*), *Hk*—нефелиновые крупнозернистые сиениты (*g₂P*), *Ho*—сиениты нефелинсодержащие, *H*—нефелиновые сиениты мелкозернистые, *W*—щелочные сиениты трахитоидные (*g₂P*), *W₀*—гибридные породы.

Интрузия Урусай расположена на северном склоне Алайского хребта. Она залегает среди доломитов и известняков с прослоями сланцев и эффузивов. Контакты ее крутые (50—60°); форма близка к штоку (1,2×0,8 км). На контакте с известняками имеются жилы сиенитов мощностью до 0,1 м. Они пиритизированы, а известняки скарнированы. Кроме того, во вмещающих эффузивах и сланцах находятся дайкообразные тела порфиров и биотитовых лампрофиров мощностью до 1 м.

В интрузии присутствуют монзониты, сиениты и альбититы. Монзониты представлены ксенолитами в южной и северной частях

интрузии, сиениты — в основной. Среди них выделяются равнозернистые и порфиroidные разновидности. В верховьях р. Урусая обнаружены тела мусковитизированных сиенитов пегматоидного сложения.

Альбититы в виде даек мощностью до 4 м пересекают монциты и сиениты. В некоторых телах содержится вишневый канкринит, часто в виде псевдоморфоз по нефелину. Н. Ф. Шинкарев (1966) предполагает, что последняя фаза интрузии Урусая включала нефелиновые сиениты, которые впоследствии были преобразованы в альбититы.

Интрузия Чекинды находится на левом борту р. Исфайрамса, в 1 км ниже впадения в нее р. Западного Кичикалая. По строению и составу она близка к интрузиям Зардалек и Урусай (см. табл. 2). Среди образований первой фазы (монциты) присутствуют меланократовые сиениты с гранатом и диопсид-авгитом. Конечная фаза представлена нефелиновыми сиенитами и пегматоидными обособлениями содалитовых, гаюиновых и других сиенитов мощностью до 2 м. Они прослеживаются на несколько километров. Иногда такие породы наблюдаются среди меланократовых сиенитов в виде жил мощностью 0,5 м с резкими контактами.

Интрузия Исфайрам расположена в осевой части Алайского хребта. Занимает около 20 км². Приурочена к северному крылу крупной антиклинали, сложенной мраморами нижнего карбона. На севере прорывает сланцы, конгломераты и песчаники среднего карбона. На контакте с известняками местами появляются гранатовые и пироксеновые скарны с шеелитом. Многочисленные ее апофизы сложены гранодиоритами, гранитами и сиенитами (рис. 5).

В строении данной интрузии участвуют породы 4 фаз: гранодиориты и кварцевые диориты, трахитоидные субщелочные сиениты, щелочные граниты, нефелиновые сиениты. Гранодиориты развиты в южной, а трахитоидные сиениты — в центральной частях. Последние прорывают гранодиориты и представлены пироксен-амфиболовыми и биотит-амфиболовыми разновидностями. Щелочные лейкократовые граниты находятся в центральной части интрузии и прорывают сиениты. Взаимоотношения их с нефелиновыми сиенитами неясны. Последние находятся в юго-западной части в виде дайкообразных тел мощностью до 15 м (Е. Л. Бутакова, 1950; Н. Д. Шинкарев, 1966). Жильные породы в пределах интрузии распределены неравномерно и представлены гранит-аплитами и сиенит-аплитами.

Интрузия Западный Кичикалай имеет строение, близкое к интрузией Чекинды. В начальной фазе образовались эгирин-авгитовые и порфиroidные щелочные сиениты с пироксеном. Ближе к контакту они переходят в гранатсодержащие меланократовые мелкозернистые сиениты и шонкиниты. Вмещающие интрузию конгломераты и сланцы верхнего карбона и нижней перми сильно ороговикованы. Интрузия почти со всех сторон

окаймлена зоной роговиков шириной до 200 м. Наиболее поздние фазы представлены фельшпатоидными сиенитами, подвергшимися процессам альбитизации и либнеритизации (Н. Ф. Шинкарев, 1966).

Интрузия Суртеке (20 км²) прорывает филлитовидные серицито-глинистые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы лудлова (S₂), известняки и сланцы девона (Д₁₋₂). В зоне контакта сланцы значительно ороговикованы. По составу и геологическому строению данная интрузия близка пермским щелочным интрузиям Туркестано-Алая. Положение ее контролируется южным крылом Атбашинского антиклинария и зоной крупного глубинного разлома северо-восточного простирания (рис. 6).

Интрузия имеет вытянутую на северо-восток овальную форму, близкую к этмолиту (М. М. Пуркин, 1968). Ее контактовые поверхности наклонены к центру под углами 40—80°. Такие же углы падения имеют и первичные структуры течения (трахитоидность, полосчатость, гнейсовидность пород).

Интрузия сложена породами 4 фаз внедрения: 1) монцонитами, шонкинитами, эссекситами, 2) щелочными сиенитами, 3) нефелиновыми сиенитами, 4) кварцевыми сиенитами. Монцониты и эссекситы распространены весьма незначительно лишь в юго-восточной приконтактной зоне в виде узких прерывистых полос. По Е. И. Семенову и др. (1974), они отвечают контактово-метасоматическим образованиям (фениты, твейтозиты). Нефелиновые сиениты занимают основную часть интрузии (75%) и представлены биотит-амфиболовыми разновидностями.

Большое развитие имеют трахитоидные нефелиновые сиениты, незначительное — уртиты и эгириновые нефелиновые сиениты. Щелочные эгирин-авгитовые сиениты занимают небольшие участки в центральной части интрузии среди нефелиновых сиенитов, а также небольшие узкие полосы в южном эндоконтакте. По-видимому, щелочные сиениты — фациальная разновидность нефелиновых сиенитов, так как интрузивные контакты между ними не фиксируются. В краевых частях нефелиновые сиениты сравнительно сильно альбитизированы, местами преобразованы в альбититы.

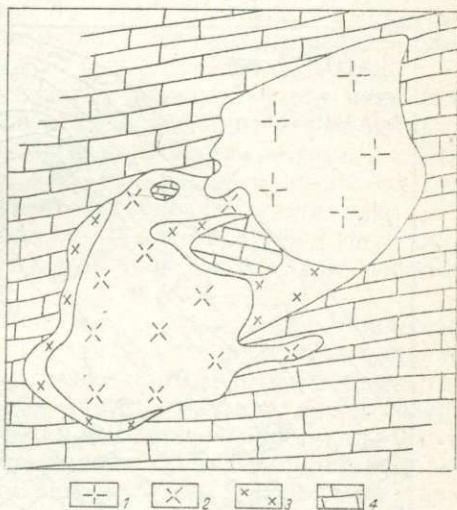


Рис. 5. Геологическая схема интрузии Исфайрам (по Т. А. Додоновой и др. с дополнениями и уточнениями А. К. Каюмова):

1—щелочные граниты, 2—щелочные граносиениты, 3—диориты, монцодиориты, 4—известняки (D).

Кварцевые сиениты в виде дайкообразных и штокообразных тел прорывают нефелиновые и щелочные сиениты. В пределах интрузии выделяются дайки нефелиновых сиенит-пегматитов и тунгуаитов. Жилы пегматитов находятся в экзоконтактах, местами альбитизированы.

Интрузия Узунбулак (0,8 км²) расположена северо-восточнее интрузии Суртеке на южном склоне хребта Атбаши, где прорывает сланцы силура, сланцы и известняки девона; имеет дайкообразную форму. В составе ее преобладают средне- и круп-

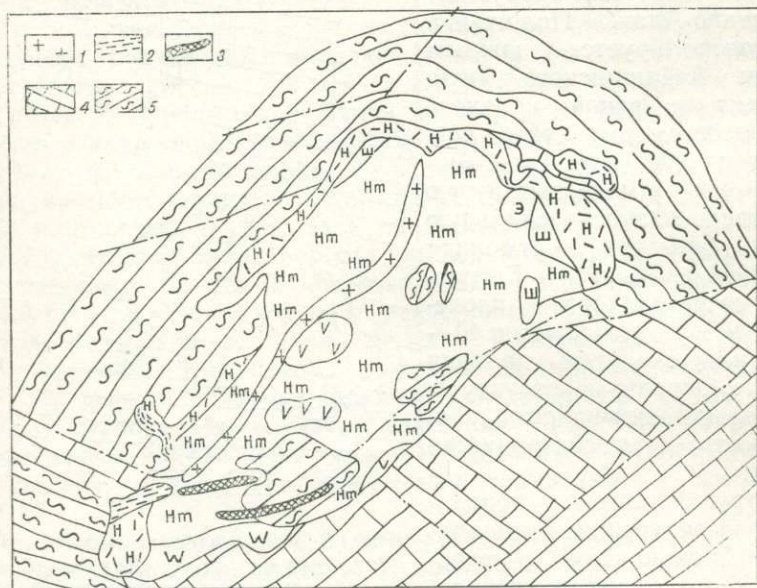


Рис. 6. Геологическая схема интрузии Суртеке (по М. М. Пуркину и др. с дополнениями и уточнениями А. К. Каюмова):

1—граниты мелкозернистые турмалинодержущие, 2—сиениты нефелиновые гнейсовидные, 3—уртиты, 4—известняки и сланцы глинистые и кремнистые (D_{1+2}), 5—сланцы филлитовидные и мраморы (S_2lg); H_0 —нефелиновые альбитизированные сиениты, H —нефелиновые массивные сиениты с пегматоидами, W —массивные крупнозернистые кварцевые монзониты, H_m —нефелиновые трахитоидные сиениты, V —щелочные сиениты, $Ш$ —шонкиниты, $Э$ —эссекситы.

нозернистые измененные канкринитовые сиениты с небольшими по размерам жилами щелочных пегматитов.

Интрузия Сарысай контактирует с известняками и сланцами московского яруса (C_2); это дайкообразное тело небольшого размера, вытянутое вдоль разлома в северо-восточном направлении. В составе интрузии преобладают эгирин-авгитовые нефелиновые сиениты и мариуполиты (М. М. Пуркин, 1968).

Интрузия Кайчи (20 км²) находится в зоне крупного разлома, прорывает верхнесилурийские сланцы, песчаники и известняки, слагающие крупную антиклиналь. Комплекс щелочных пород интрузии прорван дайкообразными телами турмалиновых

гранитов. Контакты интрузии с вмещающими породами крутые. Песчаники и сланцы вблизи интрузии превращены в пироксеновые и кордиерит-биотитовые роговики, а известняки нередко преобразованы в волластонитовые скарны.

Интрузия имеет овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении согласно главным складчатым структурам. Интрузия сложена породами 4 интрузивных фаз: 1) мельтейгиты, ийолиты, 2) крупнозернистые эгирин-авгитовые сиениты (главная фаза), 3) трахитоидные и гигантозернистые щелочные сиениты, 4) турмалиносодержащие граниты. Жильные образования представлены дайками щелочных и нефелиновых сиенитов, нефелиновых сиенит-пегматитов и карбонатитов.

Мельтейгиты и ийолиты залегают в западной части интрузива среди эгирин-авгитовых сиенитов в виде ксенолитов размером до 60×20 м. Они встречаются также в экзоконтактах интрузии в виде маломощных прослоев и пластовых тел среди ороговикованных песчаников и сланцев. Эгирин-авгитовые сиениты составляют 80% площади интрузии. Трахитоидные и гигантозернистые щелочные сиениты пересекают эгирин-авгитовые; они вытянуты в меридиональном направлении.

Щелочные и нефелиновые сиениты образуют дайки мощностью до 1,5 м. Нефелиновые сиенит-пегматиты установлены в эндоконтакте интрузии в виде даек мощностью до 10 м и протяженностью до 2 км. Карбонатиты в западной части интрузии представлены жилами и дайками мощностью до 0,8 м и протяженностью до 300 м.

Интрузия Алайгыр прорывает верхнесилурийские известняки и сланцы и верхнекарбоновые биотит-амфиболовые граниты и граносиениты. Она вытянута в северо-восточном направлении. Контакты интрузии с вмещающими породами крутые, местами вертикальные. Сложена крупнозернистыми порфирированными эгирин-авгитовыми щелочными сиенитами.

Центральная группа интрузий. Интрузия Матча (30 км^2) имеет овальную форму, вытянута в широтном направлении и контактирует с песчано-сланцевой толщей лудлова (S_2). Породы гнейсовидные; среди них выделяются ксенолиты гранодиоритов. Контакты со сланцами неровные, инъекционные, в эндоконтакте породы приобретают мелкозернистый облик (Н. Ф. Шинкарев, 1966). Она состоит из пород 3 фаз внедрения: 1) трахитоидные эгирин-авгитовые и биотитовые нефелиновые сиениты, 2) пироксеновые щелочные и кварцевые сиениты, 3) лейкократовые граниты.

Нефелиновые сиениты занимают западную часть интрузии, представлены крупными ксенолитами среди щелочных сиенитов. Массивные породы пересечены жилами биотитовых нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и гранитов. Щелочные сиениты распространены в центральной части и на границах переходят в кварцевые сиениты; контакты с биотитовыми сиенитами активные. Состав щелочных сиенитов изменяется от мезократовых до лейкократовых разностей. В кварцевых сиенитах отмечаются кварцево-тур-

малиновые обособления. В щелочных сиенитах широко развиты процессы альбитизации и карбонатизации (Р. Д. Гаврилин, 1963; И. П. Майоров и Р. Д. Гаврилин, 1971).

Лейкократовые граниты представляют собой массивные мелкозернистые породы; они также образуют жилы в сиенитах. В них широко проявлена турмалинизация; нередко в виде мелких прожилков турмалина. На северном контакте, в зоне субширотного разлома, расположено крупное жилородное тело турмалиновых гранитов, апофизы которого пересекают сиениты.

Боковые породы интенсивно изменены, в результате чего появились щелочные амфиболы, пироксены и турмалин. На восточных экзо- и эндоконтактах породы подверглись карбонатизации с образованием своеобразных карбонатитов. В жилах карбонатитов среди сланцев установлены редкоземельные минералы.

Интрузия Утреи залегает в ядре синклинали (Л. Л. Перчук, 1964), среди нижнесилурийских (ландовери) сланцев и песчаников. Она разделена крупными ксенолитами сланцев шириной 300 м на северную и южную части. Общая площадь 40 км². Строение сложное. В средней части преобладают трахитоидные нефелиновые сиениты, которые на периферии интрузии переходят в кварцевые сиениты. Среди нефелиновых сиенитов выделяются преимущественно биотитовые, а также амфиболовые и пироксеновые разновидности. Нефелиновые сиениты превращены в содалитовые и канкринитовые разности. Кварцевые сиениты образуют тонкие полосы в периферийных зонах. Интрузия прорвана дайкообразными телами лейкократовых биотитовых гранитов, часто турмалин-содержащих.

Интрузия Джилису (3 км²) приурочена к ядру брахисинклинали, сложенной песчано-сланцевыми отложениями верхнего карбона и конгломератами нижней перми (?). К западу среди сланцев обнажаются гранодиориты (рис. 7). Сложена, главным образом, биотитовыми и эгирин-авгитовыми нефелиновыми сиенитами с постепенными переходами (Н. Ф. Шинкарев, 1966). В верхней, прикровлевой части преобладают неравномернозернистые сиениты с дайками нефелиновых и щелочных сиенит-аплитов, ниже — равномернозернистые нефелиновые сиениты с телами пегматитов. В пределах интрузии, особенно в ее апикальной части, широко развиты процессы альбитизации, захватившие сами сиениты и боковые сланцы. Ширина зон альбитизации достигает 300 м. В западной части, на контакте с песчано-сланцевой толщей, широко развиты альбитизированные нефелиновые сиениты (эндоконтакт) и фенитизированные сланцы (экзоконтакт).

Интрузия Ходжаачкан (50 км²) залегает в ядре крупной антиклинали широтного простирания. На западе и юге она контактирует с известняками и сланцами нижнего—верхнего силура, на севере — со сланцами верхнего карбона и на востоке и юго-востоке — с известковистыми конгломератами и песчаниками нижней перми (?). Имеет изометричную форму с почти вертикальными

контактами, извилистыми, с многочисленными апофизами в сланцах. Сложена преимущественно биотитовыми и эгирин-эвгитовыми нефелиновыми сиенитами; преобладают первые.

Ближе к контакту со сланцами незначительно распространены сиенито-гнейсы, монцониты и щелочные сиениты, а также меланитовые нефелиновые сиениты и шонкиниты, канкринитовые сиениты и роговообманковые нефелиновые сиениты, которые связаны между собой постепенными переходами и относятся к первой фазе интрузии. Эгирин-авгитовые нефелиновые сиениты развиты незначитель-

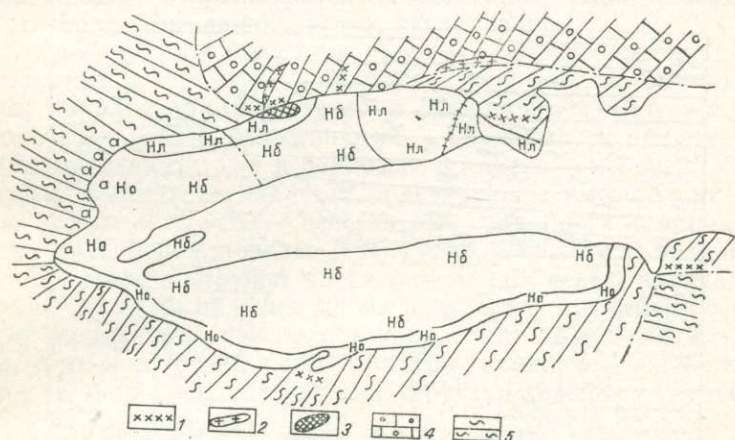


Рис. 7. Геологическая схема интрузии Джилису (по Т. М. Ифантопуло и др. с уточнениями и дополнениями А. К. Каюмова):

1—альбитовые жилы, 2—кальцитовые, кальцит-флюоритовые жилы, 3—скарны, 4—известняковые конгломераты (Р), 5—сланцы песчанистые, глинистые и алевритовые (С₂); Н_о—нефелиновые сиениты, интенсивно альбитизированные, Н_л—нефелиновые сиениты либенитовые и магнетитовые, Н_б—нефелиновые сиениты, биотитовые, биотит-магнетитовые (ΣР), а—альбитизированные сланцы.

но в восточной половине интрузии; меланитовые сиениты и шонкиниты образуют шлировидные обособления размером до нескольких метров (рис. 8).

Кварцевые сиениты в виде дайкообразных тел расположены в юго-западной части интрузии, прорывают нефелиновые сиениты и вмещающие сланцы верхнего силура. Среди них выделяются биотитовые, биотит-амфиболовые и пироксеновые разновидности.

Мелкозернистые граниты образуют пластовые или дайкообразные тела вдоль контактов (до 3 км²) и в центральной части интрузии. Среди гранитов выделяются биотитовые и турмалинсодержащие жильные породы — дайки сиенит-аплитов и альбититов, шлировидные пегматиты, прожилки кальцита и волластонита. В контактовых зонах интрузии, особенно в северных, сланцы интенсивно мигматизированы, альбитизированы, иногда превращены в сиенито-гнейсы. Местами известняки на контакте с интрузией преобразованы в волластонитовые скарны.

Интрузия Кульп локализована в ядре антиклиналя, сложенной известняками и сланцами силура и филлитовыми сланцами

верхнего силура — нижнего карбона. Южный контакт со сланцами большей частью прямолинейный, тектонический, западный — извилистый, с многочисленными апофизами во вмещающие породы, апофизы часто залегают согласно со сланцами.

Интрузия трехфазного становления, состоит из нефелиновых сиенитов (1), сиенитов и кварцевых сиенитов (2) и турмалинсодержащих гранитов (3). Породы первых двух фаз содержат многочисленные ксенолиты сланцев. Нефелиновые сиениты в виде блоков обнажаются в северо-западной и северо-восточной частях, а также

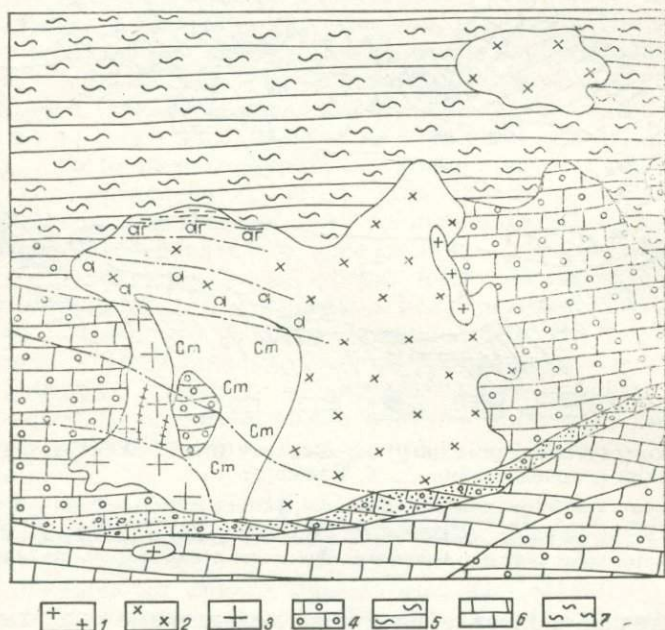


Рис. 8. Геологическая схема интрузии Ходжаачкан (по Л. Л. Перчуку и др. с уточнениями А. К. Каюмова):

1—граниты мелкозернистые с турмалином ($\gamma_1 P_1$), 2—нефелиновые сиениты ($\Sigma_2 P_1$), 3—гранодиориты и граниты биотитовые ($\gamma_1 P_1$), 4—известняковые конгломераты ($C_3 - P_1$), 5—сланцы, 6—известняки, 7—мигматиты, сиенито-гнейсы; *Ст*—сиениты, кварцевые сиениты, крупнозернистые трахитоидные ($\gamma_1 P_1$), *a*—зоны альбитизации, *af*—зоны гидротермального изменения (альбитизация, микроклинизация, окварцевание).

в виде субширотных полос — в центральной и южной частях (Н. Ф. Шинкарев, 1966). Они представлены преимущественно биотитовыми разностями, реже амфиболовыми и амфибол-пироксеновыми. Кроме того, среди них находятся содалитизированные и канкринитизированные разности. Амфиболовые и амфибол-пироксеновые нефелиновые сиениты обычно наблюдаются в виде полос, содалитизированные и канкринитизированные образуют неправильные или линзовидные выделения среди слабоизмененных нефели-

новых сиенитов. Упомянутые разности сиенитов образуют постепенные переходы.

Сиениты и кварцевые сиениты обнажаются в центральной части интрузии в виде вытянутого тела субширотного простирания. По составу среди них выделяются пироксеновые, биотитовые и турмалиновые разности, последние только в виде даек.

Мелкозернистые турмалинсодержащие граниты в виде дайкообразных тел распространены в центральной и восточной частях интрузии. Они лейкократовые со скоплениями турмалина. Из вторичных процессов проявляются альбитизация, содалитизация, канкринитизация, турмалинизация и окварцевание.

Интрузия Сурметаш имеет этмолиитообразное кольцевое строение, а в плане — эллиптическую форму, вытянутую в широтном направлении. На севере и западе контактирует с нижнекарбонowymi (визе) известняками и сланцами, а на юге — с известняками, доломитами и сланцами среднего — верхнего карбона. Северный контакт совпадает с простиранием вмещающих известняков, другие контакты — несогласные, под почти прямым углом срезают вмещающие породы. Проявлены полосчатость и трахитоидность. В северо-восточной части они имеют северо-западное простирание с углами падения 30° на юго-запад, у восточного контакта — субмеридиональное простирание с углами падения $20-30^\circ$ на запад, в юго-восточной части — северо-восточное. От контакта к центру углы падения первичных структур течения уменьшаются от 70 до 35° .

По Н. Ф. Шинкареву (1966), интрузия сложена породами двух фаз: щелочные кварцсодержащие сиениты и турмалинсодержащие граниты. В южной части отмечены выходы нефелиновых сиенитов. Центральная часть представлена щелочными оливинсодержащими мелано- и лейкократовыми сиенитами. В направлении к контакту они постепенно переходят в кварцсодержащие сиениты, в которых широко развиты жилы и неправильные гнезда пегматитов, а также ксенолиты скарнированных известняков и даек гибридных сиенитов.

Южная группа интрузий. Интрузия Дарай-Пиёз (30 км^2) прорывает песчано-сланцевую толщу палеозоя, смятую в антиклиналь (В. Д. Дусматов, 1968; Е. И. Семенов и др., 1974). Обнажается в виде двух разобщенных выходов. Северный выход представлен щелочными мелкозернистыми гранитами и кварцевыми крупнозернистыми сиенитами, связанными постепенными переходами. Значительно развиты жильные породы — граниты, сиенит-аплиты, пегматиты и кварцевые жилы, а также метасоматические образования (фениты, альбититы, карбонатиты). Пегматиты шлирового и жильного типов характеризуются микроклин-эгирин-кварцевым составом. Южный выход интрузии представлен среднезернистыми сиенитами диопсидового, гранатового, реже амфиболового состава. Местами на контакте с мраморами наблюдаются мелкозернистые пироксеновые граносиениты, переходящие в биотит-гранатовые нефелиновые сиениты с содалитом и канкринитом.

В экзоконтактах щелочных пород по известнякам возникли диопсид-гранатовые скарны со скаполитом, волластонитом, мизеритом и хондродитом. Отмеченные магматические породы объединяются в три последовательные интрузивные фазы: щелочные граниты, кварцевые сиениты и нефелиновые сиениты.

Интрузия Тутек (10 км²) прорывает слюдястые и щелочно-амфиболовые сланцы верхнего силура. Имеет крутые интрузивные контакты. Щелочные породы представлены крупнозернистыми нефелиновыми сиенитами (биотитовые и пироксеновые разновидности), переходящими на западе в породы, напоминающие мигматиты интрузии Ходжаачкан (И. К. Никитин, 1936). В апикальных частях нефелиновые сиениты местами превращены в содалитовые и кан-

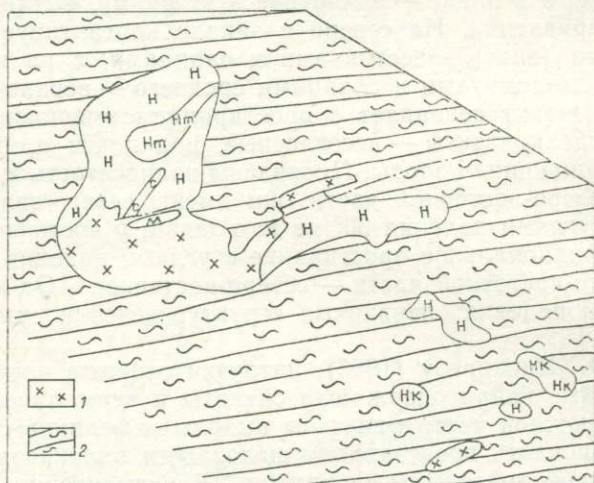


Рис. 9. Геологическая схема интрузии Джаманджар (по Р. Д. Гаврилину с уточнениями А. К. Жаюмова):

1—габбро, кварцевые монзониты, диориты, гранодиориты, 2—роговики (С₉), С—эгириновые и нефелиновые сиенит-порфиры, М—нефелин-эгириновые породы меланократовые (ийолиты, мельтейгиты), Н—нефелиновые и нефелин-канкринитовые сиениты (ΣР) порфировидные, НК—нефелиновые и нефелин-канкринитовые сиениты (ΣР) равномернозернистые, Нт—эссекситы трахитоидные лейкократовые.

кринитовые разновидности. Щелочные породы пересечены дайками нефелиновых сиенит-пегматитов. В экзоконтактах в известняках развиты жилы флюорита.

Интрузия Турпи (12 км²) прорывает кристаллические сланцы, мраморы и амфиболиты верхнего протерозоя. Интрузия приурочена к зоне крупного разлома. По составу, возрасту и геологическому положению она близка к интрузии Матча, представляет собой грушевидный шток (З. М. Ляшкевич, 1961; Е. И. Семенов, 1974), вытянутый в северо-восточном направлении и сложенный породами трех фаз внедрения: субщелочными гранитами, щелочными сиенитами и нефелиновыми сиенитами. Породы второй фазы с биотитом и гастингситом имеют наиболее широкое распро-

странение. Они слагают среднюю часть интрузии. Щелочные сиениты и граносиениты занимают северную, а лейкократовые граниты — южную часть интрузии. В нефелиновых сиенитах содержатся мелкие ксенолиты известняков, отмечаются ксеногенные зерна карбоната. Встречаются небольшие шпильки пегматоидных нефелиновых сиенитов и маломощные жилы амазонитовых гранит-пегматитов. Щелочные породы были подвергнуты процессам альбитизации и карбонатизации.

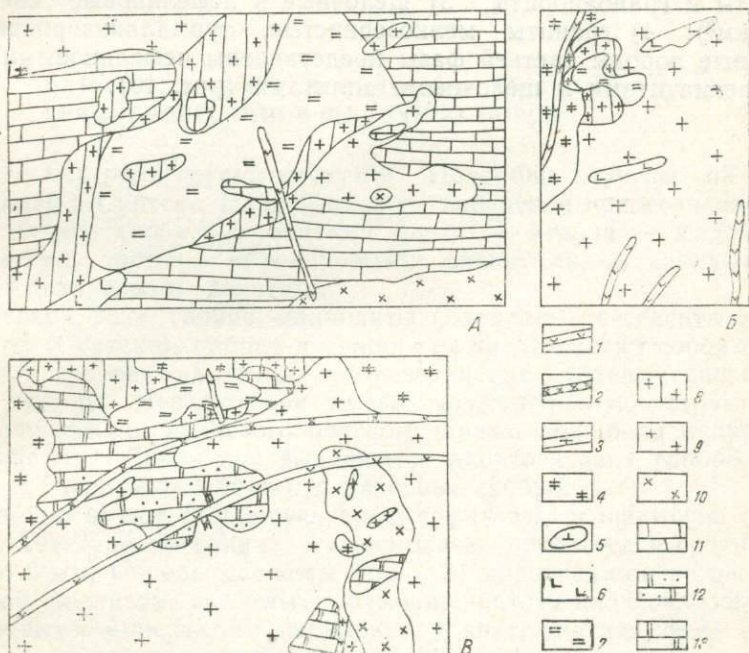


Рис. 10. Взаимоотношения щелочных пород с гранитоидами в Тозбулакском массиве (по А. К. Каюмову):

А—юго-восточная, Б—центральная, В—северо-восточная части массива; 1—дайки спессартитов, 2—дайки кварцевых диорит-порфиров, 3—жилы гранит-аплитов, 4—мелкозернистые турмалинсодержащие граниты, 5—дайки, жилы щелочных аплитов (среди нефелиновых сиенитов), 6—щелочные сиениты биотитовые, 7—сиениты нефелиновые, 8—граниты крупнозернистые, измененные, 9—граниты крупнозернистые биотитовые, 10—диориты, 11—известняки и доломиты мраморизованные (D), 12—известняки скарнированные (S), 13—мрамор (S).

Интрузия Джаманджар (0,2 км²) внедрилась в терригенные отложения верхнего карбона и в более ранние гранитоиды (С₃—Р₁). Вмещающие алевролиты и конгломераты в контакте с интрузией ороговикованы в ореоле шириной до 500 м. Она отличается слоистым строением, сложена нефелиновыми и щелочными сиенитами и уртинитами (рис. 9). Среди нефелиновых сиенитов отмечаются порфиридные сиениты. Они, в свою очередь, секутся жилами сиенит-порфиров мощностью до 1 м.

Интрузия Тозбулак (52 км²) залегает среди карбонатных и терригенных (с подчиненными эффузивами) пород. Среди них преобладают карбонатные. Они смяты в антиклиналь, ядро которой и занимает данный массив (А. К. Каюмов, Х. Р. Рахматуллаев, 1975). Последний эродирован неглубоко, широко развиты апофизы. Он сложен породами среднего, кислого и щелочного семейств. Фазам внедрения соответствуют следующие типы пород: 1) диориты и кварцевые диориты, 2) крупнозернистые биотитовые граниты и гранодиориты, 3) щелочные и нефелиновые сиениты (1,5 км²), 4) граниты мелкозернистые, турмалинизированные. Жильные породы третьей фазы представлены нефелиновыми сиенито-пегматитами и щелочными аплитами (рис. 10).

Глава IV.

ПЕТРОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Северная группа интрузий. Подробно изучены интрузии Зардалек и Суртеке. Первая их фаза внедрения представлена габбро, эссекситами и монцонитами (рис. 11), вторая — щелочными сиенитами, третья — нефелиновыми сиенитами, а заключительная — кварцевыми сиенитами.

Первая фаза: габбро, монцониты (Зардалек), эссекситы и монцониты (Суртеке). Габбро и монцониты представляют собой темно-серые и серовато-зеленые, среднезернистые (равномернозернистые) породы. Нередко они имеют порфировидную структуру с вкрапленниками калиевого полевого шпата, амфибола и пироксена (рис. 12). Среди них выделяются анортзитовые габбро, монцониты, щелочные габбро и измененные габбро.

Габбро имеют габбровую, пойкилофитовую и офитовую структуры. Текстура массивная. Размер зерен колеблется в среднем от 0,2 до 2 мм. Породы сложены (табл. 3) пироксенами, роговой обманкой, биотитом, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, акцессорными минералами (монцонит, гранат, апатит, сфен) и вторичными (кальцит, эпидот, цоизит, каолинит, серицит).

Пироксен образует прямоугольные, изометричные, редко зональные зерна размером от 0,1 до 3 мм. Центральная часть зональных кристаллов бесцветная или слабо-зеленоватая, $c:Ng = 38-48^\circ$, $2V = -56-62^\circ$, что соответствует авгиту. Краевые части крупных кристаллов и мелкие зерна имеют зеленоватую окраску, $c:Ng = 55-65^\circ$, $2V = 65-75^\circ$, что близко к эгирин-авгиту. Плеохроизм в зеленых тонах.

Амфибол образует неправильные зерна с расщепленными окончаниями, частично замещает пироксен. Располагается между зернами плагиоклаза и пироксена. Иногда сохраняются мелкие зерна пироксена в виде пойкилитовых вростков. $c:Ng = 16-20^\circ$, $2V = 74-78^\circ$. Плеохроизм: Ng — темно- и оливково-зеленый, Nm — оливково-зеленый, Np — светло-зеленый, $Ng-Np = 0,013-0,016$, что соответствует роговой обманке с примесью гастингситового минала. Он имеет повышенную железистость ($i = 70\%$), сумма щелочей высокая.

Плагиоклаз образует короткопризматические таблитчатые зерна размером 0,2—2 мм. Сдвойникован по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Состав его колеблется от андезина (№ 40) до основного лабрадора (№ 70), обычно $2V = +76—90^\circ$. Замещен вторичными минералами (эпидотом, цоизитом, серицитом, кальцитом). По показателю преломления плагиоклаз несомненно основной: $N_g = 1,580$; $N_p = 1,576$.

Биотит образует редкие пластинки размером до 1 мм с извилистыми контурами. Обладает резким плеохроизмом: N_g — темно-

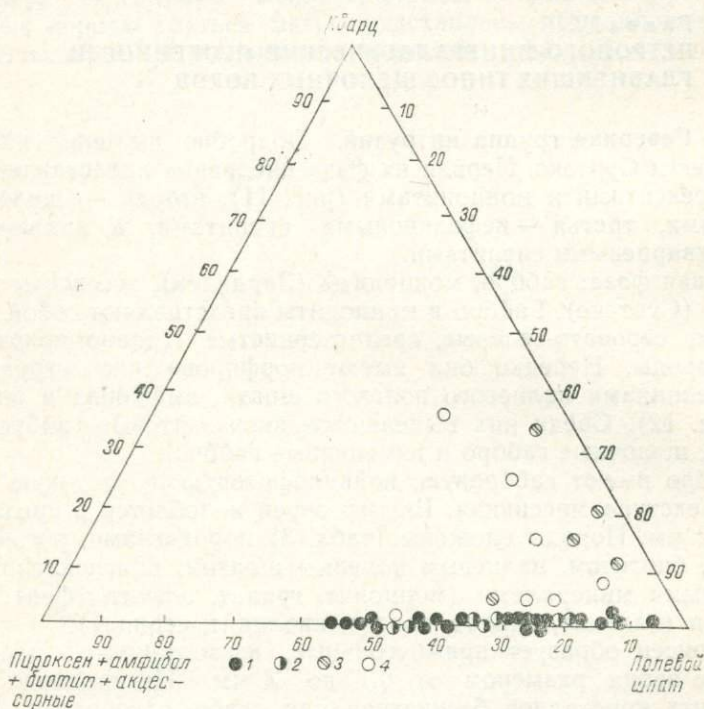


Рис. 11. Минеральный состав габброидов, сиенитов и гранитов щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня (на основе диаграммы Б. М. Куллетского, 1946): 1 — габбро-сиениты и сиениты (Гардалек), 2 — габбро-сиениты и сиениты (Суртеке), 3 — сиениты и граносиениты (Нефайрам), 4 — сиенито-диориты (Джаманджар).

коричневый, N_p — желтый. Часто он развивается по пироксену и амфиболу. Показатель преломления 1,610—1,619.

Калиевый полевой шпат появляется в габбро вблизи щелочных пород, обычно представлен ортоклазом, $2V = -80—88^\circ$. Образует неправильные зерна, расположенные в интерстициях плагиоклаза. Содержание K_2O в нем достигает 11,6%. Он значительно пелитизирован, за счет чего приобретает буроватый цвет.

Актинолит развивается по амфиболу (N_g — бледно-зеленый,

Pr — желтовато-зеленый, угол угасания около 18°), хлорит — по биотиту.

Гранат имеет коричневую окраску и образует ксеноморфные зерна, расположенные в трещинах темноцветных минералов. Состав его приближается к меланиту (?). Магнетит образует неправильные изометрические зерна размером 0,2—0,3 мм, апатит — шестигранные и округлые зерна размером 0,1—0,3 мм, часто сростки с магнетитом, сфен — крупные неправильные зерна (до 1 мм), располагающиеся в промежутках между другими минералами.

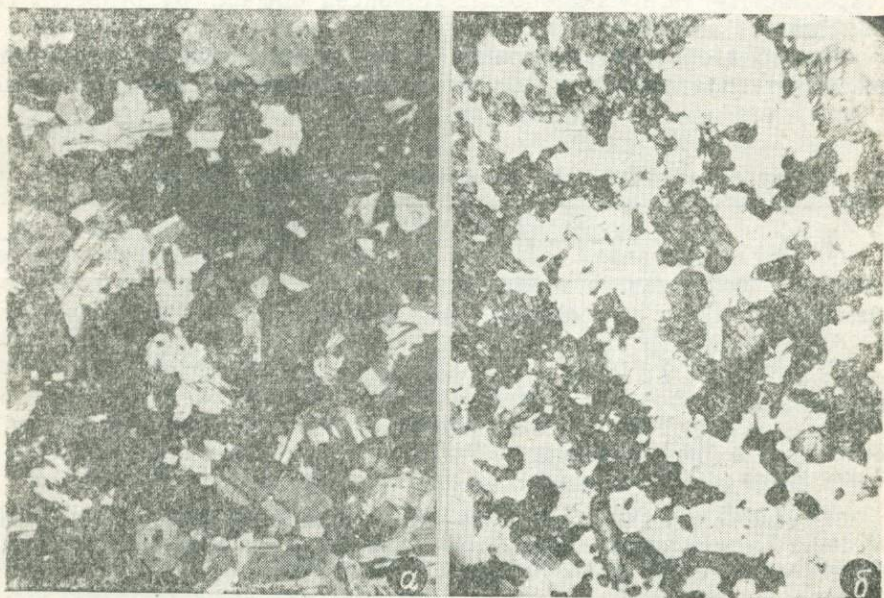


Рис. 12. Габбро (шл. 185, *а*—с анализатором, *б*—без анализатора, увел. 64, Зардалек).

Монцониты отличаются от габбро размерами зерен, непостоянным минеральным составом и более лейкократовым обликом (содержание полевых шпатов достигает 70%). Окраска зеленовато-серая. Размер зерен от 0,6 мм до 3 см. Состоят из плагиоклаза (32,8—47,6%), калиевого полевого шпата (25,3—45,9), пироксена (1,9—8,6), роговой обманки (2,9—33,8), биотита (0—5,3), граната (0—12,8), анальцима (0—1,6), магнетита, сфена, апатита (0,1—1,0%). Из вторичных материалов отмечаются эгирин, цоизит, скаполит, кальцит. Структура монцонитовая, порфириовидная с гипидиоморфнозернистой и монцонитовой, реже субофитовой основной массой. Текстура монцонитов массивная, реже трахитоидная. Плагиоклаз по составу отвечает андезину — лабрадору (N 40—58); отмечаются свежие и замещенные цоизитом кристаллы. Образует квадратные таблички размером 0,3—1,0 мм.

Калиевый полевой шпат образует фенокристаллы (до 5 см) и мелкие зерна; является, вероятно, микроклином, однако микроклиновая решетка проявлена слабо. Пертитовые включения в нем отсутствуют. Пироксен образует идиоморфные короткопризматические зерна размером 0,1—2,5 мм; имеет ксеноморфный облик. Крупные кристаллы пироксена имеют зональное строение; ядро почти бесцветное, $c:Ng=35-40^\circ$, $2V=47-50^\circ$ (диопсид — геденбергит); краевые части кристаллов имеют $c:Ng=36-40^\circ$, $2V=+65^\circ$, Ng — светло-зеленый, Np — серовато-желтый; плеохроизм — обратный: $Np > Nm > Ng$ (эгирин-диопсид). Пироксен обычно разъедается и замещается амфиболом.

Амфибол образует крупные ксеноморфные зерна. Нередко включает плагиоклаз и пироксен (пойкилитовые включения).

Таблица 3

Состав габбро и монцонитов интрузий Зардалак и Суртеке. %

Минерал	Номер образца										
	148a	149	150	154	169	183	188	1	3	4	20
Плагиоклаз	47,6	49,8	49,7	48,3	49,0	46,9	45,0	31,6	45,4	37,8	54,3
Калиевый полевой шпат	25,4	15,2	4,7	11,9	9,5	7,6	1,6	31,5	33,8	36,3	13,5
Пироксен	1,3	9,9	17,3	1,5	10,0	35,5	43,3	14,8	8,2	9,2	—
Роговая обманка	25,2	20,7	12,5	27,9	28,5	7,7	7,8	18,8	11,4	15,3	26,1
Биотит	0,5	0,4	14,4	0,5	2,9	0,6	—	—	—	—	5,1
Акцессорные	0,3	0,1	1,4	0,2	0,1	2,4	2,2	0,9	1,0	0,8	0,9

Примечание. Образцы 148a—188—габбро и монцониты Зардалака № 1—4, 20—монцониты и эссекситы Суртеке. Редко встречаются анальцит, гранат, серицит, эпидот, кальцит, цоизит, актинолит.

Имеет темно-зеленую окраску (Ng — темно-зеленый, Nm — зеленый, Np — буровато-зеленый), $c:Ng=14-28$, $2V=-74$, что близко к гастингситу.

Акцессорные минералы представлены анатитом, реже магнетитом и сфеном. Они ассоциируют с амфиболом и калиевым полевым шпатом. Среди габброидов встречается небольшое количество тешенитов, тералитовых габбро и анальцитовых монцонитов. Они залегают среди габброидов или вблизи нефелиновых сиенитов, имеют сходный с габбро состав, но отличаются плагиоклазом и заметным количеством анальцита. Кроме того, среди габброидов встречаются жилородобные участки габбро-пегматитов, состоящих из моноклинного пироксена, разложенного амфибола ($c:Ng=22^\circ$).

В составе габбро и монцонитов присутствуют более 15 акцессорных минералов: гранат (740 г/т), магнетит (646), пирит (36), антимонит, киноварь (2 г/т), а также апатит, флюорит, циркон, сфен, барит и другие, среди которых преобладают гранат, киноварь, пирит, антимонит и барит (табл. 4).

Химический состав габброидов охарактеризован 9 анализами (вес., %): SiO_2 — 44,90, TiO_2 — 0,80, Al_2O_3 — 17,00, Fe_2O_3 — 4,55, FeO — 5,32, MnO — 0,17, MgO — 5,00, CaO — 14,30, Na_2O — 2,56, K_2O — 3,00, P_2O_5 — 0,38, SO_3 — 0,45, CO_2 — 0,20, H_2O — 1,24, сумма — 99,91. Элементы-примеси: титан (0,8), хром (0,2), литий (2×10^{-3}), рубидий ($0,7 \times 10^{-2}$), цезий ($0,5 \times 10^{-3}$); галлий (1×10^{-3}), фтор (6×10^{-3}), ртуть (52×10^{-6}), уран ($4,2 \times 10^{-4}$), торий ($1 \cdot 10^{-3}$) и др.

Эссекиты и монзониты интрузии Суртеке представляют собой темно-серые, мелко- и среднезернистые, иногда порфирировидные, массивные породы, состоящие из среднего плагиоклаза (34—54%), калиевого полевого шпата (13—36%), пироксена (8—14%), роговой обманки (11—26%), биотита (0—5%), акцессорных (0,8—1,0%) и вторичных (серицит, кальцит, актинолит, каолинит) минералов. Плагиоклаз образует удлиненно-призматические зерна размером 1—4 мм. Крупные кристаллы отмечаются в самостоятельных зернах, а более мелкие образуют пойкилитовые вростки в калиевом полевоом шпате. Плагиоклаз значительно разложен, замещен серицитом, эпидотом и кальцитом. По составу он отвечает олигоклаз-андезину № 24—36. Сдвойникован по сложному альбит-карлсбадскому закону. Показатель преломления $N_g = 1,547$, $N_p = 1,539$. Калиевый полевой шпат представлен микроклином и ортоклазом с пертитовыми вростками альбита (до 30%). Он ксеноморфен, заполняет промежутки между другими минералами, иногда образует каемки вокруг плагиоклаза. Показатель преломления $N_g = 1,530$, $N_p = 1,522$, $N_g - N_p = 0,008$. Микроклин решетчатый.

Пироксен представлен двумя разновидностями: бесцветным или слабо-зеленоватым диопсидом ($C:N_g = 45^\circ$) и светло-зеленым слабоплеохроирующим диопсид-авгитом ($C:N_g = 41-45^\circ$), $2V = 58-62^\circ$. Бесцветный пироксен в более крупных зернах размером до 2 мм замещается роговой обманкой по краям. Зеленый пироксен образует в основном более мелкие зерна короткопризматического облика размером до 1 мм. Он в меньшей степени замещен амфиболом.

Амфибол густо окрашенный, неправильно призматический, представлен гастингситом, $c:N_g = 11-22^\circ$; плеохроизм: N_g — густоголубовато-зеленый, N_p — соломенно-желтый, $2V = -52-57^\circ$. В ассоциации с темноцветными минералами встречаются апатит (0,1—0,3 мм), сфен, вторичный сфен, магнетит. Вторичные минералы развиваются по плагиоклазу и калиевому полевоому шпату. В составе монзонитов присутствуют более 10 акцессорных минералов, преобладают магнетит (136 г/т), апатит (107), халькопирт (97), пирит (42), сфен (20), мартит (25 г/т), а также циркон, циртолит, флюорит, арсенипирит, молибден, шеелит и другие.

Циркон присутствует в небольшом количестве. Цвет розовато-сиреневый, блеск стеклянный, полупрозрачный. Встречается в виде трещиноватых обломков призматических кристаллов с удлинением

1:2, реже хорошо выраженных изометричных тетрагонально-призматических кристаллов.

Флюорит светло-фиолетовый, прозрачный, со стекляннм блеском, встречается в единичных зернах. Наблюдается в виде остроугольных обломков.

Сфен желтовато-зеленоватого цвета, полупрозрачен, редкие зерна почти бесцветные, прозрачные. В единичных зернах встречается сфен бурого цвета, полупрозрачный, трещиноватый. Блеск сильно-стеклянный. Минерал представлен в основном неправильными зер-

Аксессуары минералы из пород щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня.

Минерал	Зардалек					Суртеке				
	I	II	IIa	III	IIIa	IV	IVa	V	Va	VI
Циркон	+	+	++	6,2	—	0,5	0,6	173,0	3,8	2,0
Сфен	+	+	++	+	84,0	20,4	34,5	16,7	30,3	—
Апатит	1,0	4,3	3,4	0,4	++	107,5	1,2	358,3	17,2	0,2
Флюорит	2,5	0,3	2,0	4,5	2251,0	0,3	139,0	196,0	519,5	5,5
Магнетит	—	636,0	255,0	—	2,5	136,0	0,4	596,0	688,0	—
Пирит	36,5	3,2	5,4	7,2	++	42,7	4,0	19,7	11,1	31,5
Ильменит	—	—	—	+	—	—	+	—	—	—
Турмалин	—	—	—	—	48,3	—	—	—	—	+
Циртолит	—	+	—	++	—	0,2	0,3	16,6	35,7	—
Бадделеит	—	—	—	—	—	—	—	+	+	+
Пироклор	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Оранжит	—	—	—	—	+	—	+	—	—	+
Окисл. пирит	—	+	+	+	5552,1	—	—	—	—	51,0
Гранат	740,0	246,2	7211,1	300,0	—	4024,6	—	+	—	—
Барит	2,5	0,4	—	++	—	—	—	—	—	0,4
Арсенопирит	+	+	—	—	++	0,2	0,1	—	+	0,1
иноварь	2,5	+	2,3	++	++	—	—	—	—	—
Антимонит	5,0	+	2,7	4,0	++	—	—	—	—	—
Сфалерит	—	—	—	—	—	—	0,02	+	—	—
Торит	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—
Оранжит	—	—	—	—	—	—	+	—	—	+
Вес пробы, кг	8,1	8,8	8,1	8,6	9,2	6,2	6,5	6,5	6,5	7,5

Примечание. I—габбро, II, IIa—сиенит, III, IIIa—нефелиновые сиены VII, VIII, IX—нефелиновые сиениты, X—гранодиориты, XI—сланец альби XVI—XVII—порфириновые нефелиновые сиениты.

Редко присутствуют бастнезит, астрофиллит, рутил, малахит, пирротин, + единичные зерна, ++ частые зерна.

нами с неровной поверхностью, реже встречаются конвертообразные кристаллы и их обломки. Зерна в основном имеют включения мельчайших пластинок амфибола, редко в сростании с кварцем.

Апатит представлен главным образом бесцветными, прозрачными кристаллами дипирамидально-призматической формы с удлинением 1:2, реже 1:3. Реже встречаются почти игольчатые кристаллы ($h:l=1:4$), редко отмечаются неправильные изометрические обломки. Иногда зерна апатита содержат тонкие пластинки биотита, которые обычно расположены в конце кристаллов.

Пирит латуно-желтого цвета с сильным металлическим блеском, редкие зерна имеют тусклую поверхность, на которую наложены тонкие буроватые пленки. Он встречается в виде кристаллов

Таблица 4

Ходжа-ачкан	Джилису				Исфайрам			Джаманджар		
	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI
1,0	—	1,8	105,0	23,0	112,0	5,7	140,0	15,1	35,6	1,0
159,0	++	81,3	1,3	+	—	18,0	+	++	—	—
1,0	1,2	1,0	0,3	92,3	66,0	0,8	2,5	1,5	0,1	1,0
—	12,0	31,8	0,4	46,1	—	0,1	8,4	—	+	—
4081,0	7944,0	102,0	+	+	31,5	149,2	8592,0	—	—	++
++	6,0	—	+	—	+	+	+	++	++	+
++	4,8	+	+	230,0	—	+	—	+	—	6160,0
—	—	—	—	—	+	+	+	—	15,0	—
—	360,0	++	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
++	22,6	++	+	7,3	+	5,3	271,0	—	23,0	—
—	76,3	—	—	—	+	—	+	—	—	—
—	381,5	+	—	—	—	—	+	—	+	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	649,0	—
—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
—	+	—	—	—	—	—	—	—	+	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	76,3	++	—	—	—	—	—	—	—	—
—	76,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,2	3,3	2,3	1,0	1,3	2,4	3,0	2,6	5,0	3,7	9,1

ты, IV, IVa—эссекситы, V, Va—нефелиновые сиениты, VI—кварцевые сиениты тизированный, XII—диориты, XIII—XIV—граносиениты, XV—габбро-диориты, кераргирит, целестин.

кубической формы, иногда с тонкой штриховкой на гранях и в виде неправильных угловатых обломков с раковистым изломом. Очень редко наблюдаются сростания мельчайших кубических кристаллов с породообразующими минералами.

По химическому составу монцониты интрузии Суртеке сходны с монцонитами по Дэли. Из элементов-примесей обнаружены литий ($3,5-9,0 \times 10^{-3}$), рубидий ($1,7-2,0 \times 10^{-2}\%$), цезий ($0,5-1,5 \times 10^{-3}\%$), галлий ($2,0-2,3 \times 10^{-3}\%$), фтор ($7,2-13,2 \times 10^{-2}$), ртуть ($3,7-6,1 \times 10^{-6}\%$), цирконий ($3,0-5,0 \times 10^{-2}\%$), ниобий, тантал, медь, уран, торий и редкие земли. Многие из них близки к кларку в породах этого типа, а цезия и других редких щелочей заметно больше.

Вторая фаза. Щелочные сиениты интрузии Зардалека имеют множество фациальных разновидностей — от лейкократовых до меланократовых. Они обладают трахитоидной текстурой и порфи-

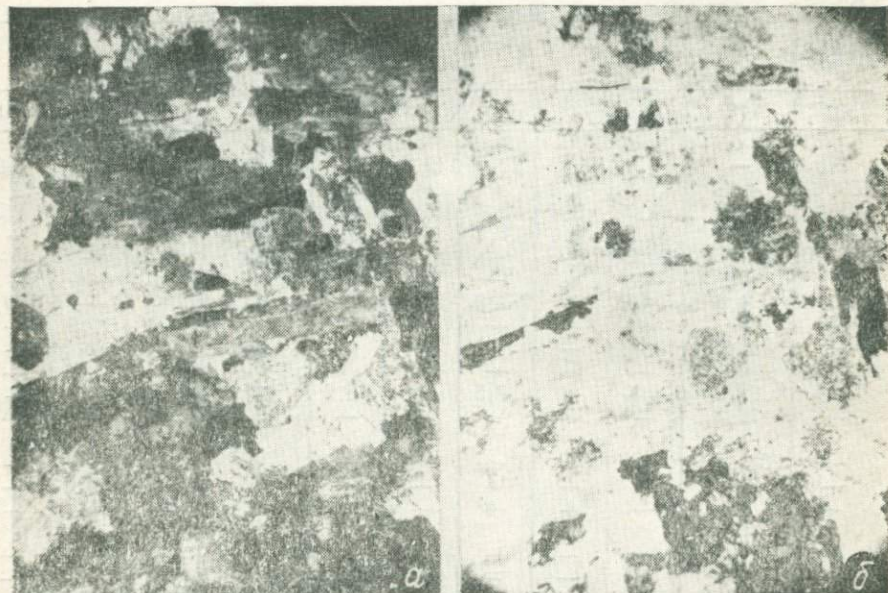


Рис. 13. Мелкозернистый сиенит (шл. 155, *а*—с анализатором, *б*—без анализатора, увел. 64, Зардалек).

ровидной структурой. Вкрапления размерами 0,5—3 см представлены калиевым полевым шпатом и гранатом. Основная масса породы обладает пойкилитовой или гипидиоморфнозернистой структурой (рис. 13), состоит из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, амфибола, биотита, пироксена, граната, аксессуарных и вторичных (эпидот, серицит, хлорит, кальцит, табл. 5). В качестве аксессуарных установлено более 10 минералов, преобладают гранат (7211 г/т), магнетит (254—5596), сфен (300); постоянно присутствуют циркон (23), пирит (12 г/т). Отмечаются также киноварь, флюорит и апатит (см. табл. 4).

Калиевый полевой шпат образует идиоморфные крупные таблитчатые кристаллы размером до 3 см, представлен микроклином.

Сумма щелочей достигает 15,2%, причем содержание окиси калия в 3,5 раза больше, чем окиси натрия.

Плагиоклаз образует удлиненно-таблитчатые кристаллы размером 0,5—2,2 мм. Зонален: центральная часть кристалла представлена андезином № 35, краевая — олигоклазом. Сдвойникован по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. В плагиоклазе содержание извести составляет 4,81%. Окись натрия (8,2%) в 8 раз

Таблица 5

Количественно-минеральный состав щелочных сиенитов, кварцевых сиенитов и гранитов интрузии Зардалек, вес. %

Минерал	Номер образца					
	148	155	160	167	170	172
Плагиоклаз	30,9	41,0	53,9	39,0	24,9	30,5
Калиевый полевой шпат	42,2	52,0	32,5	24,9	28,4	39,3
Кварц	—	—	1,1	—	—	—
Амфибол	20,8	2,4	9,7	5,5	18,7	12,7
Биотит	ед.3	0,9	0,1	—	6,4	9,3
Пироксен	3,9	ед.3	—	28,5	16,4	0,9
Гранат	2,1	3,6	—	1,5	—	7,3
Акцессорные	0,1	+	2,7	0,6	0,1	+

Минерал	Номер образца						
	176	177	184	194	196	197	199
Плагиоклаз	25,4	35,3	33,8	28,4	68,6	33,7	29,0
Калиевый полевой шпат	56,6	51,6	38,3	50,3	28,0	51,6	43,8
Кварц	—	—	—	—	—	—	—
Амфибол	8,6	7,6	18,2	12,8	1,5	7,5	18,4
Биотит	р. з.	0,8	0,7	1,3	11,1	2,4	0,3
Пироксен	6,2	—	0,3	—	15,1	4,0	5,5
Гранат	+	4,7	9,3	6,6	—	—	+
Акцессорные	3,2	+	+	0,6	0,9	0,8	0,3

Примечание. Образцы № 148, 167, 170, 172, 176, 177—щелочные сиениты, № 155, 160, 194, 196, 197—кварцевые сиениты, № 199—щелочные граниты.

преобладает над окисью калия. Плагиоклаз нередко серицитизирован и сосюртитизирован.

Пироксен образует идиоморфные и ксеноморфные кристаллы размером 0,1—0,6 мм. Проявляется плеохроизм в зеленых тонах: Ng — зеленый, Nm — серовато-зеленый, Np — желтовато-зеленый. C: Np=38°, 2V=64—72°, что соответствует эгирин-диопсиду. Железистость минерала составляет 54%.

Биотит развивается по амфиболу, имеет вид таблитчатых или

ксеноморфных зерен. Показатель преломления: $N_g = 1,660$, железистость — 63%, содержание окиси калия достигает 9%.

Сфен образует ромбовидные зерна, выделяется двупреломлением высоких порядков.

Апатит присутствует постоянно.

Вблизи контактов с нефелиновыми сиенитами появляются анальцимовые сиениты, которые состоят из микроклина, анальцима, пироксена и граната. Среди вторичных минералов преобладают мусковит и кальцит. Породы имеют порфирированную структуру. Вкрапленники состоят из граната (4,5—1,9 мм).

Среди жильных пород наиболее характерны сиенит-аплиты и сиенит-пегматиты. В виде даек мощностью 10—50 см они секут габбро, монцитоны и трахитоидные сиениты. Состоят из микроклина, граната (меланит), амфибола, сфена, плагиоклаза, анальцима, эпидота, серицита, карбоната. Кроме того, отмечаются редкие жильные сиениты, бостониты и альбититы.

Среди элементов-примесей большим содержанием выделяется цезий.

Щелочные сиениты интрузии Суртеке представляют собой темно-серые мелкозернистые породы. Среди них отмечаются массивные и гнейсовидные разновидности. Вблизи неизмененных нефелиновых сиенитов в щелочных сиенитах появляются крупные кристаллы микроклина, что придает породе порфирированный облик. Гнейсовидность пород обусловлена субпараллельным расположением выделений пироксена и амфибола. Породы состоят из микроклинпертита (65—75%), альбита (10—15%), эгирин-авгита (10—15%) и роговой обманки (5—10%). Из аксессуарных минералов отмечаются сфен, апатит, циркон, галенит, пирит и пирротин.

Микроклин-пертит образует таблитчатые, удлиненно-призматические зерна, альбит (до № 15) — призматические, лейстовидные зерна с тонким полисинтетическим двойникованием. Имеются зерна альбита без двойниковых полос.

Эгирин-авгит имеет бледно-зеленый цвет, образует вытянутые призматические зерна. $C: N_g = 38^\circ$, $2V = +60-70$, плеохроизм: N_g — желто-зеленый, N_m — зеленый, N_p — темно-зеленый. Амфибол представлен гастингситом. $C: N_g = 20^\circ$, $2V = 48-50^\circ$, плеохроизм: N_g — синевато-зеленый, N_m — буровато-зеленый, N_p — желто-зеленый (табл. 6).

Магнетит размером 0,1—0,3 мм отмечается в калиевом полевошпате и в темноцветных минералах; апатит (0,05—0,1 мм) также заключен в породообразующих минералах.

Пироксен сохраняется в единичных реликтовых зернах. $C: N_g = 45^\circ$, слабо-зеленоватый.

Циркон обладает светло-сиреневым цветом. Полупрозрачен. Встречаются дипирамидальные (размером 0,1—0,4 мм), дипирамидально-призматические, укороченные (1:1,5) и дипирамидальные с дополнительными гранями призмы (1:2—1:4). Отмечаются сростки двух и более кристаллов. Имеются сростки с кварцем, реже

Оптические константы породообразующих темноцветных минералов щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня

Номер образца	Порода (интрузия)	Минерал	Плеохроизм, окраска	$C:N_g^\circ$	$2V$	Примечание
1	Монцонит (Суртеке)	Пироксен	Буровато-зеленая	45	+62*	Моноклинный, диопсид-авгит
1	То же	Амфибол	Ng —голубовато-зеленая	14	-52*	Роговая обманка (гастингсит)
3	"	Пироксен	Светло-зеленая	41	+60*	Моноклинный, диопсид-авгит
3	"	Амфибол	Ng —темно-буровато-зеленая Np —светло-бурая	21	-57*	Роговая обманка (гастингсит)
150	Габбро (Зардалек)	Пироксен	Np —светло-буро-желтая	34	+62°	Авгит
150	"	Амфибол	Ng —темно-зеленая, Nm —буро-зеленая, Np —желтовато-зеленая	18	-78°	Обыкновенная роговая обманка
165	"	Пироксен	Ng —бледно-зеленая, Nm —зеленая, Np —желто-зеленая	38		Авгит
165	"	Амфибол	Ng —темно-зеленая, Nm —буро-зеленая, Np —желто-зеленая	30	+58°	Роговая обманка
168	Монцонит (Зардалек)	Пироксен	Бесцветная	38	-52°	Авгит
168	"	Амфибол	Ng —зелено-бурая, Nm —бурая, Np —зеленовато-бурая	32	-44°	Роговая обманка
281	Диорит (Исфайрам)	Амфибол	Ng —темно-буро-зеленая, Nm —зеленовато-бурая, Np —буро-желтая	24	-59*	Гастингсит
291	Кварцевый диорит (Джаманджар)	Амфибол	Ng —зеленая, Nm —бурая, Np —светло-бурая	19	-70*	Обыкновенная роговая обманка
294	Диорит (Джаманджар)	Амфибол		19	-84*	"
298	Кварцевый монцонит (Джаманджар)	"	Ng —темно-голубовато-зеленая, Nm —желто-бурая, Np —буро-желтая	30	-52*	Гастингсит

Номер образца	Порода (интрузия)	Минерал	Плеохроизм, окраска	C.Ng°	2 v	Примечание
300	Кварцевый монзонит (Джаманджар)	Амфибол	<i>Ng</i> —темно-зеленая, <i>Nm</i> —буровато-зеленая, <i>Np</i> —буровато-желтая	22	-54*	Гастингсит
197	Сиенит (Зардалек)	"	<i>Ng</i> —темно-зеленая	38	+64	Эгирин-авгит
197	То же	Пироксен	<i>Ng</i> —темно-зеленая, <i>Np</i> —зеленая	38	+64	То же
229	"	Амфибол	<i>Ng</i> —синева-то-зеленая, <i>Np</i> —желто-зеленая	24	-52	Гастингсит
229	"	Пироксен	<i>Ng</i> —желто-зеленая, <i>Np</i> —бутылочно-зеленая	32	+60	Эгирин-авгит
73	Щелочный сиенит	Амфибол	<i>Ng</i> —темно-зеленая, <i>Np</i> —желто-зеленая	27	-28	Гастингсит
228	Нефелиновый сиенит (Зардаек)	Пироксен	<i>N</i> —бутылочно-зеленая	30	+70	Гастингсит (эгирин-авгит)
201	То же	То же	<i>Np</i> —ярко-зеленая, <i>Nm</i> —бутылочно-зеленая, <i>Ng</i> —буровато-зеленая	42	+60	То же
201	"	Амфибол	<i>Ng</i> —темно-зеленая, <i>Np</i> —желто-зеленая	23	-48	Гастингсит
203	"	То же	<i>Ng</i> —сине-зеленая, <i>Nm</i> —голубовато-зеленая, <i>Np</i> —желтовато-зеленая	23	-30	То же
247	Нефелиновый сиенит (Джилису)	Амфибол	<i>Ng</i> —темно-зеленая, <i>Nm</i> —темно-сине-зеленая, <i>Np</i> —желто-зеленая	15	-48	Гастингсит
248	То же	То же	То же		-46	"
248	"	Пироксен	<i>Np</i> —желто-зеленая, <i>Nm</i> —зеленая, <i>Np</i> —ярко-зеленая	16	+78	Эгирин-авгит
255	То же	"	<i>Ng</i> —бледно-зеленая, <i>Nm</i> —желто-зеленая, <i>Np</i> —желто-зеленая	18	-65	Эгирин
265	Гранодиорит (Джилису)	Амфибол	<i>Ng</i> —светло-буро-зеленая, <i>Nm</i> —светло-зеленая, <i>Np</i> —желто-зеленая	17	-80	Обыкновенная роговая обманка
265	То же	Пироксен	<i>Np</i> —светло-розовая, <i>Nm</i> —бесцветная, <i>Np</i> —бесцветная	48	-56	Авгит

Номер образца	Порода (интрузия)	Минерал	Плеохроизм, окраска	C:Ng°,	2 V	Примечание
261	Альбитит (Джилису)	Пироксен	Ng—желто-зеленая, Nm—зеленовато-бурая, Np—медово-желто-зеленая	0	—64	Эгирин
264	Альбитизированный нефелиновый сиенит (Джилису)	То же	Ng—желто-зеленая, Nm—бледно-зеленая, Np—ярко-зеленая	4	—66	То же
271	Нефелиновый сиенит (Ходжаачкан)	Пироксен	Ng—бутылочно-зеленая, Nm—зеленая, Np—темно-зеленая	26	—48	Эгирин—авгит
271	То же	Амфибол	Ng—темно-зеленая, Nm—зеленая, Np—желто-зеленая	10	—46	Гастингсит
272	Меланитовый сиенит (Ходжаачкан)	Пироксен	Ng—зеленая, Nm—буро-зеленая, Np—темно-зеленая	24	—50	Эгирин-авгит
273	Шонкинит (Ходжаачкан)	Пироксен	Ng—зеленая, Nm—буро-зеленая, Np—темно-зеленая	26	—76	Эгирин-авгит
282	Граносиенит (Исфайрам)	Амфибол	Ng—сине-зеленая, Nm—зеленовато-бурая, Np—буро-желтая	30	—52*	Гастингсит
284	Сиенит (Исфайрам)	То же	Ng—желто-зеленая, Nm—зеленая, Np—желто-бурая	25	—59*	То же
285	Гранит (Исфайрам)	"	Ng—темно-зеленая, Nm—зеленая, Np—желто-бурая	20	—52*	"
289	Граносиенит (Исфайрам)	"	Ng—голубовато-зеленая, Nm—зеленовато-бурая, Np—буровато-желтая	24	—72*	Обыкновенная роговая обманка
284	Нефелиновый сиенит (Джаманджар)	Пироксен	Ng—желто-зеленая, Nm—зеленая, Np—зеленая	46°	+55*	Эгирин-авгит
287	"	Амфибол	Ng—голубовато-зеленая, Nm—оливковая, Np—буровато-желтая		—50	Гастингсит

с биотитом. Апатит образует бесцветные, тонкоиглольчатые, воднопрозрачные, гексагональные призматические кристаллы с удлинением 1:2—1:4. В отдельных зернах отмечаются включения биотита.

Среди аксессуаров преобладает сфен, он присутствует в виде светло-бурых, прозрачных и полупрозрачных кристаллов размером до 0,1—0,5 мм.

Ортит имеет вид темно-бурых непрозрачных кристаллов, иногда на его гранях выделяются красно-буроватые налеты.

Оранжит образует желтовато-серые, серовато-зеленоватые непрозрачные кристаллы размером 0,1 мм. Встречается в виде одиночных зерен.

Турмалин представлен зеленовато-коричневыми тонкоиглольчатыми кристаллами размером 0,1—0,6 мм.

Титано-магнетит постоянно окаймлен сфеном.

Химический состав породы близок к среднему типу монзонита по Дэли.

Элементы-примеси: титан (1,0%), цирконий (0,01), медь (0,001), галлий (0,003), литий (0,01), уран ($0,7 \times 10^{-7}$), фтор (17×10^{-2}), ртуть ($7,1 \times 10^{-6}$) и др.

Граниты и граносиениты порфировидные, среднезернистые. Текстура массивная.

Граносиениты (шл. 282, 283) состоят из калиевого полевого шпата (57,4%), плагиоклаза (21,4), кварца (11,8), амфибола (2,8), биотита (6,4%). Размер зерен 2—4 мм. В составе породы преобладает микроклин; плагиоклаз присутствует в меньшем количестве. Выявлено небольшое количество кварца. Темноцветные минералы в сумме составляют не более 10%. Порода заметно изменена (особенно плагиоклаз). Кроме того, отмечается поздний альбит в виде мелких неправильных зерен на стыках между зернами микроклина.

Граниты обладают среднезернистой порфировидной структурой и массивной текстурой; в составе их находятся калиевый полевой шпат (43,7%), плагиоклаз (15,2), кварц (34,6), амфибол (2,3), биотит (4,2%). Сиениты массивные, биотит-амфиболового состава, состоят из микроклина (64,5%), плагиоклаза (26,6), кварца (2,6), амфибола (3,6) и биотита (2,4%).

Переходы между гранитами, граносиенитами и сиенитами постепенные. По внешнему виду они сходны, отличаются лишь по соотношению породообразующих минералов. Среди аксессуарных минералов гранитов и сиенитов установлены: циркон (140 г/т), ортит (271), апатит (2,5), оранжит, сфен, флюорит (8,4), титано-магнетит (859,0), пирит, шеелит, висмутин, турмалин и другие.

Состав и свойства минералов в гранитах, граносиенитах и сиенитах аналогичны.

Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы, представлен олигоклазом. $2V = -70-86$, №№ 29—35, сдвойникован по альбит-карлсбадскому закону. Показатели преломления: $N_g = 1,547$, $N_p =$

1,540. Заметно выражена зональность: на разложенных участках выделяются серицит, эпидот и пелит.

Калиевый полевой шпат образует зерна неправильной конфигурации, причем более крупные, чем плагиоклаз. Представлен микроклином — пертитом. Показатели преломления: $N_g=1,529$, $N_p=1,521$, $N_g-N_p=0,008$. Пелитизирован. Часты включения мелких кристаллов плагиоклаза.

Кварц образует ксеноморфные зерна, расположенные в промежутках между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Вторичный метасоматический кварц отличается округлой формой выделений (размером 0,05—0,3 мм) и составляет не более 5% общего количества кварца.

Темноцветные минералы представлены биотитом, в меньшем количестве амфиболом, которые распределяются в породе в виде склелений.

Биотит наблюдается в виде пластинок и чешуек. Окрашен в зеленовато-бурый цвет. Плеохроизм: N_g — темнозеленовато-бурый, N_m — зеленовато-бурый, N_p — зеленовато-желтый. Показатели преломления $N_p-N_m=1,643$, $N_p=1,605$, $N_g-N_p=0,038$. Отдельные чешуйки биотита частично хлоритизированы. Содержат включения акцессорных минералов.

Амфибол образует правильные призматические зерна. Плеохроизм: N_g — синеvато-зеленый, N_m — оливково-зеленый, N_p — желтовато-зеленый, $c:N_g=18-30$, $2V=-52-59$. По составу близок к гастингситу.

Циркон представлен призматическими кристаллами в комбинации с дипирамидой (удлинение 1:2—1:4). Окрашен в светло-розовый цвет. Прозрачный. Редкие кристаллы полупрозрачны, имеют незначительную трещиноватость.

Флюорит бесцветен, прозрачен; встречается в виде неправильных зерен размером 0,1—0,4 мм.

Галенит представлен мелкими осколками со ступенчатой спайностью.

Шеелит — бесцветный, полупрозрачный и прозрачный. Встречается в виде неправильных угловатых зерен с неровной поверхностью размером до 0,3 мм.

Апатит бесцветный, водяно-прозрачный, представлен гексагонально-призматическими кристаллами с удлинением 1:2—1:4.

Сфен светло-буроватого цвета, прозрачен, иногда полупрозрачен, встречается в виде обломков размером 0,1—0,5 мм.

Ортит темно-бурый прозрачный. На поверхности некоторых зерен выделяется белесая корочка. Зерна слегка удлиненные, неправильной формы, а также имеют вид сплюсненно-призматических обломков. Часты сростания его с биотитом и амфиболом.

Оранжит присутствует в виде желтовато-серых, серовато-зеленых, мелких (<0,1 мм) обломков и слегка удлиненных призматических кристаллов без концевых граней.

Химический состав гранитов, граносиенитов и сиенитов интрузии Исфайрам близок к составу пород соответствующих типов по Дэли.

Элементы-примеси гранитоидов: титан (0,1—0,6%), хром (0—0,003), цирконий (0,01—0,03), медь (<0,001), галлий (0,003), иттрий (0,001—0,003), иттербий (<0,001), лантан (0,005—0,010), уран ($4,2—10,7 \times 10^{-4}$), ртуть ($1,4—7,1 \times 10^{-6}$) и фтор ($7—15 \times 10^{-2}$).

Третья фаза. Относимые к ней нефелиновые сиениты расположены в северо-западной и юго-западной частях интрузии Зардалек. Среди них различаются амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотитовые разновидности. Текстура их трахитоидная, реже массивная,

Таблица 7

Количественно-минеральный состав нефелиновых и нефелинсодержащих сиенитов интрузий Зардалек и Суртеке, вес. %

Минерал	162	163	203	209	210	219	236	41	60
Калиевый полевой шпат	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Плагиоклаз	70,3	73,2	67,7	75,4	74,8	66,5	74,9	0,3	32,9
Нефелин	—	2,7	15,8	0,5	0,1	0,5	0,7	57,2	25,3
Амфибол	25,7	22,4	8,3	20,7	18,8	22,3	0,4	1,3	9,7
Биотит	—	—	2,0	—	—	+	—	20,7	27,3
Пироксен	1,2	0,7	1,7	0,2	0,8	0,7	1,4	2,2	0,7
Гранат	—	—	—	0,4	+	—	—	8,2	3,5
Канкринит	2,7	—	4,0	0,9	2,5	6,9	22,9	—	—
Аксессорные	—	0,6	—	2,8	3,0	3,1	—	—	—
	—	0,4	0,5	—	—	—	X	1,0	0,6

Примечание. Образцы № 162, 163, 203, 209, 210, 219—нефелиновые сиениты Зардалека, № 236—содалит-канкринитовый сиенит интрузии Суртеке, №№ 41, 60—шокинит Суртеке.

+ единичные зерна, X редкие зерна.

структура средне- и мелкозернистая. Типоморфные минералы нефелиновых сиенитов — микроклин, нефелин, амфибол, биотит, пироксен, гранат, канкринит (табл. 7). В нефелиновых сиенитах установлено более 15 аксесорных минералов, среди них преобладает магнетит (до 2950 г/т), гранат (до 694), флюорит (до 184), сфен (283) и циркон (6 г/т). Кроме того, отмечаются циртолит, галенит, апатит и другие.

Микроклин образует крупные удлиненно-таблитчатые кристаллы размером до 6—8 мм с простыми двойниками. Четко выражена микроклиновая решетка. Пертитизирован, причем пертитовые вроски распределены неравномерно; $2V = -80—90$, символ преобладающей спайности \perp (001). Содержание окиси калия достигает 12,40%, а окиси натрия — 2,92%.

Нефелин образует идиоморфные короткопризматические и ксеноморфные кристаллы размером 0,5—3 мм (рис. 14). Количество его колеблется от 2 до 48%. Иногда он сильно замещен вторичными минералами — канкринитом, содалитом, либнеритом, цеоли-

тами, анализимом. На стыках между зернами нефелина и микроклина развивается слюда или канкринит, кальцит.

Плагиоклаз развивается в виде единичных зерен по микроклину и по составу отвечает альбиту и альбит-олигоклазу.

Амфибол представлен гастингситом: $2V=48$; $C:Ng=14-23^\circ$. Плеохроизм: Ng — сине-зеленый, Nm — голубовато-зеленый, Np — желто-зеленый, схема абсорбции $Ng > Nm > Np$. Пироксен ассоциируется с нефелином и гранатом, относится к эгирин-авгиту, окрашен в бутыльно-зеленый цвет, зерна его короткопризматические, $2V=+66$, $c:Ng=34^\circ$, плеохроизирует: Ng—светло-зеленый, Nm—зеленый, Np—ярко-зеленый. Пироксен замещен гастингситом и биотитом и находится в постоянном состании с ними.

Биотит образует мелкопластинчатые, неправильные чешуйки размером 0,2—0,5 мм в сростках с гастингситом. Имеет зеленый цвет. Плеохроизм Ng—травяно-зеленый. Np—бледно-зеленый. Показатели преломления: $Ng=1,647$, $Nm=1,647$, $Np=1,599$, $Ng-$



Рис. 14. Нефелиновый сиенит, измененный (ш. 159, с анализатором, увел. 64, Зардалек).

— $Np=0,048$. Содержание окиси калия в нем достигает 8,4%, f — высокая. Гранат отмечается почти во всех шлифах в виде идиоморфных, восьмигранных, шестигранных и бесформенных скелетных зерен размером 0,1—1,5 мм. Имеет желто-бурый, коричневатый цвет. Иногда он замещен кальцитом и магнетитом. Обычно его зерна переполнены пойкилитовыми включениями микроклина, нефелина, амфибола и плагиоклаза. По составу отвечает гроссуляр-андрадиту.

Канкринит расположен в промежутках между другими минералами или в их трещинах. Магнетит поздний, вторичный, ксеноморфен, размер до 1 мм.

Апатит встречается в виде мелких призм размером 0,05—0,08 м. Пирит отмечается в составе содалитизированных нефелиновых сиенитов. Имеет кубическую форму с гранями пентагондодекаэдра. В содалитизированных сиенитах совместно с пиритом в повышенных количествах содержится магнетит. Апатит имеет фтор и карбонат-ионы; $Ng=1,618-1,621$, бесцветен, лишен включений.

Циркон присутствует во всех разновидностях пород примерно в равном количестве. Размер выделений до 0,1—0,5 мм. В измененных породах его содержится больше. Кроме того, в нефелиновых сиенитах обнаружен метамиктный торианит. Наряду с другими физическими свойствами его диагностика подтверждена рентгеноструктурным анализом. Рентгенограмма торианита (изучение Fe, D — 57,3 мм, Q — 0,40 мм, 40 kV — 1,5 мм) следующая:

Обр. №163		Эталон (по Михееву, 1957)	
I	d/n	I	d/n
2	3,68	3	3,543
10	3,23	10	3,216
8	2,80	8	2,776
3	2,17	3	2,163
9	1,976	10	1,966
3	1,856	4	1,846
9	1,680	10	1,675
3	1,609	4	1,603
2	1,546	—	—
3	1,391	2	1,392
8	1,279	8	1,277
8	1,243	6	1,244
8	1,138	6	1,136

Минерал полуаморфный, структура его разрушена радиоактивным воздействием. Наши данные и данные других исследователей о химическом составе нефелиновых сиенитов близки к среднему составу пород этого типа.

В нефелиновых сиенитах содержание глинозема достигает 23%, щелочей (суммарно) — 15%. Элементы-примеси: ниобий (0,003—0,05%), тантал (0,0), уран ($7,5—45,5 \times 10^{-4}$), торий ($0,6—1,9 \times 10^{-3}$ %), фтор (до 24×10^{-2}), ртуть (до 53×10^{-6}), галлий (до 3×10^{-3}), цезий (до 2×10^{-2}), рубидий ($1,5—2 \times 10^{-2}$), литий (до 11×10^{-3}), цирконий, медь, иттрий, лантан и другие редкоземельные, при этом содержание цезия, ртути, фтора в 2 раза и более превышает кларковые значения.

Среди жильных образований отмечаются нефелиновые сиенит-аплиты и пегматиты, аналогичные по составу материнским породам.

Нефелиновые сиениты интрузии Суртеке представлены биотит-амфиболовыми и эгирин-авгитовыми разновидностями. Среди них имеются трахитоидные (преобладают) и массивные разности. Встречаются также шонкиниты и уртиты. В краевых частях нефелиновые сиениты значительно альбитизированы. Они представляют крупнозернистые, иногда порфировидные породы, имеют зеленовато-серую окраску. Нефелиновые сиениты (см. табл. 7) состоят из удлиненных зерен калиевого полевого шпата (59—70%), нефелина (до 33), альбита (до 19), амфибола (0—12), пироксена (0—8) и биотита (0—7%). Вторичные минералы — канкринит, анальцим, либнерит, кальцит и цоизит.

Состав аксессуарных минералов разнообразен, имеется около 25 видов (см. табл. 4), среди них преобладают циркон (до 594 г/м), циртолит (62 г/т), сфен (40), апатит (до 358), окисленный пирит (до 12482), пирротин (0—7), сфалерит (0—192 г/т) и бадделит.

Калиевый полевой шпат образует идиоморфные удлиненно-призматические кристаллы (1—5 мм), представлен микроклином, $2V = -82$, символ преобладающей спайности (001). Микроклиновая решетка проявляется редко, часто фиксируются простые карлсбадские двойники. Пертитизирован. Вростки альбита прожилковые и пятнистые, составляют до 30% площади зерна. В некоторых случаях их объем возрастает до 70—80%.

Альбит пертитов образует пятнистые, веретенообразные и жилковатые выделения, полисинтетически сдвойникован. Редко встречаются самостоятельные зерна плагиоклаза (1%) в виде мелких табличек размером до 1 мм. По составу он отвечает альбит-олигоклазу. Иногда включен в микроклин.

Нефелин образует ксеноморфные, нередко идиоморфные короткопризматические зерна размером 1—3 мм. Судя по форме, нефелин кристаллизовался одновременно с микроклином. Местами отмечаются пегматитовые сростания нефелина с микроклином, часто наблюдается скопление нескольких зерен нефелина. Иногда нефелин разложен и образует канкринит, цеолит, либнерит и кальцит. Содержание глинозема в нем более 30%, окиси щелочей — 19% (табл. 8). $No = 1,535$, $Ne = 1,532$, $No - Ne = 0,003$.

Амфибол представлен баркевикитом, имеет темно-зеленую окраску, $s: Ng = 10-13$, $2V = -44-52$; плеохроизм: Ng — темно-зеленый, Np — светло-зелено-бурый. Показатели преломления (см. табл. 6): $Ng = 1,710$, $Np = 1,700$, $Ng - Np = 0,009-0,016$. Содержание окиси щелочей (суммарное) 4—6%, железистость 73—93%.

Пироксен встречается редко в меланократовых разностях нефелиновых сиенитов. Представлен эгирин-авгитом, $s: Ng = 28-30$, $2V = 68$, $Ng - Np = 0,029$.

Плеохроизм: Ng — густо-зеленый, Np — желто-зеленый. Размер зерен 0,1—0,5 мм. Часто встречается в виде включений в амфиболе.

Биотит образует таблички с неровными краями. Плеохроирует в темных тонах. Показатель преломления $Ng = 1,675$, $Np = 1,624$, $Ng - Np = 0,052$. Железистость — 92—98% (см. табл. 6).

Канкринит развит в виде разветвляющихся прожилков или рассеян в виде мелких листочков, иногда окаймляет нефелин.

Цеолиты — изотропные, относятся к группе анальцима. Образуются за счет разложения нефелина. Размер зерен 0,1—1,0 мм. Цеолит встречается также в виде самостоятельных зерен, включенных в микроклин или выполняющих промежутки между его зернами. Кальцит также развивается по нефелину. Циркон прозрачный, светло-розовый со стеклянным блеском. Реже встречаются мутные зерна дипирамидально-призматического циркона с удлинением 1:2.

Таблица 8

Химический анализ некоторых породообразующих минералов щелочных пород Южного Тянь-Шаня, вес. %

Порода (интрузия)	SiO ₂	TiO ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	F	±H ₂ O	CO ₂	Сумма
Биотит																
Сиенит (Зардалек)	36,36	2,60	14,68	4,00	18,50	0,26	9,90	1,23	0,20	9,46	0,08	0,00	0,60	2,65	0,25	100,77
Гранодиорит (Джилису)	34,13	3,90	15,77	2,05	21,37	0,24	8,24	1,79	0,24	6,88	0,19	0,13	0,30	4,60	0,12	100,96
Нефелиновый сиенит (Суртеке)	33,26	2,70	13,28	11,72	23,32	0,08	3,42	0,84	0,46	8,49	0,00		0,10	3,32		100,99
Нефелиновый сиенит (Зардалек)	35,22	0,90	19,44	4,61	17,96	1,16	5,31	2,13	0,80	8,44	0,08	0,26	0,40	2,90	0,16	99,77
Нефелиновый сиенит (Джилису)	32,88	2,25	14,31	11,08	26,22	0,96	0,25	1,79	0,44	8,00	0,03	0,30	0,70		0,29	99,50
—, —	24,36	3,00	16,02	5,68	25,32	0,96	0,65	1,00	0,88	8,44	0,02		0,68	3,00	0,28	100,49
Амфибол																
Габбро (Зардалек)	38,89	1,08	13,95	7,33	12,21	0,39	8,06	12,85	1,88	2,72	0,06	0,00	0,30	0,68	0,12	100,52
Сиенит (Зардалек)	50,06	0,42	3,42	2,12	10,78	0,43	10,75	19,15	1,14	0,66	0,19	0,13	0,10	0,30	0,00	99,79
Нефелиновый сиенит (Суртеке)	39,71	1,40	9,02	11,77	19,15	0,18	2,02	9,81	3,65	1,99	0,05		0,30	1,12		100,17
Нефелиновый сиенит (Джилису)	36,63	1,85	12,60	8,88	23,53	0,45	0,59	9,07	2,76	2,82	0,06	0,13	0,22	1,05	1,09	100,73
Нефелиновый сиенит (Ходжа ачкал)	46,52	0,70	3,96	7,58	16,70	0,07	2,66	18,25	2,92	0,50	0,03		0,12	0,15	0,15	100,21
Астрофиллит																
Альбитизированная порода (Джилису)	35,95	9,37	3,06	3,84	20,29	10,4	0,88	1,79	2,64	6,12	0,06	0,13	1,13	2,80	0,47	99,13

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории САИГИМСа МГ УзССР.

Апатит бесцветный, прозрачный. Образует гексагонально-призматические кристаллы (удлинение 1:2—1:3), иногда изометрические с желтовато-бурыми кончиками, реже игольчатые (1:4). Все разновидности апатита содержат частые включения биотита и амфибола. Циртолит образует короткопризматические, изометричные дипирамидальные серовато-сиреневые, розовато-бурые и бурые кристаллы. Непрозрачен. Результаты микроспектрального анализа циртолитов показали содержание циркония больше 10%, тория >1, иттрия 0,1, иттербия 0,5, гафния 0,6—1%, а также примеси алюминия, марганца, железа и титана.

Бадделеит встречается редко. Светло-коричневые с розоватым оттенком зерна. Прозрачен. Отмечаются линейно-пластинчатые (1:2) зерна со штриховкой. Подтверждается рентгеноструктурным анализом.

Флюорит светло-фиолетовый до бесцветного, реже розоватый. Прозрачен. Кроме кубических, имеются также октаэдрические кристаллы. Сфен встречается в небольшом количестве, бурый полупрозрачный или светло-сероватый прозрачный; имеются конвертообразные кристаллы.

Оранжит отмечается редко в виде неправильных призматических зерен красновато-бурого цвета. Непрозрачен.

Шеелит встречается редко, бесцветен, прозрачен.

Сфалерит желтоватый с зеленоватым оттенком, полупрозрачен и прозрачен. Присутствуют кристаллы тетраэдрической формы. Рентгенограмма бадделеита (изучение Fe, D — 57,3 мм; Q=0,4 мм; 40 кV — 1,5 мА) следующая:

Обр. №26		Эталон (по Михееву, 1957)	
I	d/n	I	d/n
3	3,71	3	3,667
3	3,51		
1	2	3	4
10	3,19	10	3,159
9	2,87	8	2,826
6	2,63	6	2,611
2	2,55	4	2,555
4	2,21	5	2,201
3	2,01	4	2,003
4	1,072	6	1,843
4	1,820	6	1,807
3	1,697	5	1,690
4	1,664	5	1,654
1	1,621	2	1,607
4	1,549	4	1,538
4	1,484	3	1,472
3	1,430	2	1,447
3	1,328		
4	1,272		
2	1,246		
3	1,225		
2	1,190		
3	1,192		

Галенит имеет свинцово-серый цвет. Встречается в виде толстых табличек со ступенчатыми гранями, неправильные обломки имеют ясно выраженную спайность. Пирит латунно-желтого цвета, окислен с поверхности. Кубический, редко отмечаются пентагондодекаэдры.

Арсенопирит представлен псевдопирамидальными, слегка удлиненными призматическими кристаллами с горизонтальной штриховкой на гранях оловянно-белого цвета.

Бритолит светло-бурый со стекляннм блеском, полупрозрачный. Представлен хорошо выраженными короткопризматическими кристаллами, с гранями гексагональной призмы в комбинации с пинакоидом. Часто наблюдается его срастание с апатитом. По результатам лазерного микроспектрального и рентгенометрического анализа содержание в нем $Se > 3\%$, $Th = 3-5$, $P > 2$, $La > 3$, $Yb = 0,03$, $Y = 0,1$, Ca , Al , Fe , Mg , Mn , Ti .

Рентгенограмма бритолита (излучение Fe, D — 57,3 мм, Q = 0,4 мм, kv — 1,5 мА) следующая:

Обр. №21		Эталон (по Михееву, 1957)	
I	d/n	I	d/n
3	3,49	30	3,39
3	3,19		
10	2,92	80	3,03
10	2,30	100	2,755
3	2,73		
2	3,53		
2	2,52		
3	2,02	10	2,040
3	1,961	60	1,94
2	1,906		
2	1,8 6	60	1,84
2	1,815		

Паризит встречается в единичных зернах. Представлен мелкими призматическими кристаллами с удлинением 1:2, желтовато-бурый. Непрозрачен. По данным лазерно-микроспектрального и рентгенометрического анализа, $Se > 3\%$, $Ca = 5-10\%$, $La > 3\%$, Th , Fe , Si и др.

Монацит слегка изменен, желтовато-оранжевого цвета. Встречается в виде удлиненных призматических кристаллов (1:2). Иногда встречаются его сростки с биотитом и флюоритом. С изменением его, по-видимому, связано образование паризита, бастнезита и рабдефенита. Результаты лазерно-микроспектрального анализа монацита (%): $La > 3$, $Se > 3$, $P > 1$, $Y = 1$, $Th = 0,6$, $Hf = 0,1$, $Nb = 0,3$, Al , Si , Fe , Mg и др.

Кераргирит встречен в виде толстой корочки размером 0,7 мм серого цвета.

Рентгенограмма паризита (излучение Fe, D — 57,3 мм, d = 0,4 мм; Q = 0,4 мм, kv — 1,5 мА) следующая:

Обр. № 51		Эталон	(по Михееву, 1957)
I	d/n	I	d/n
3	3,92		
10	3,57	6	3,54
3	3,22		
2	3,87		
16	2,87	9	2,82
3	2,50		
4	2,32		
5	2,08	10	2,049
5	1,946	6	1,938
5	1,892	9	1,870
3	1,670		
2	1,541		
4	1,420	3	1,418
3	1,360		
4	1,295	10	1,283

Химический состав нефелиновых сиенитов изучен по 19 образцам. По составу они соответствуют средним типам этих пород. Установлены следующие элементы-примеси в нефелиновых сиенитах: литий ($2-20 \times 10^{-3}\%$), рубидий ($0,9-3,5 \times 10^{-2}$), цезий ($0,5-1,2 \times 10^{-3}$), галлий ($1,8-2,8 \times 10^{-3}$), фтор ($2-3-40 \times 10^{-2}$), ртуть ($2-14 \times 10^{-6}$), цирконий ($1-4 \times 10^{-2}$), ниобий ($3-17 \times 10^{-3}$), медь ($1-3 \times 10^{-3}$), уран ($2,5-11,2 \times 10^{-4}$), торий ($0,5-1,9 \times 10^{-3}$), сумма редких земель ($1,4-2,5 \times 10^{-2}$), иттрий, церий, лантан, иттербий.

Четвертая фаза (интрузия Исфайрам). Сущелочные породы Исфайрама расчленены на сиенито-диориты, граносиениты, граниты и сиениты, а также кварцевые сиениты. Текстура массивная, структура неравномерно-зернистая; порода состоит из плагиоклаза, микроклина, кварца, амфибола, биотита, пироксена (табл. 9). Среди мелкозернистой массы выделяются более крупные зерна плагиоклаза, встречаются сфен, оранжит, циркон (11 г/т), магнетит (31), ортит, анатаз, рутил, пирит, шеелит и турмалин (см. табл. 4). Плагиоклаз образует таблитчатые зерна. Характерна зональность. Ядро его соответствует андезину-лабрадору № 40, периферия — андезину № 27, $2V = +80-84$. Показатели преломления: $N_g = 1,553$, $N_m = 1,550$, $N_p = 1,546$, $N_g - N_p = 0,007$ (табл. 10). Сдвойникован по альбит-карлсбадскому закону. Центральная часть плагиоклаза разложена с выделением соссюрита.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином, образует неправильные зерна, расположенные в промежутках между зернами плагиоклаза. Четко выражена микроклиновая решетка. Иногда содержит пертитовые вроски. Микроклин слегка пелитизирован. Местами на стыке между зернами плагиоклаза и микроклина образуются мирмекиты.

Кварц заполняет интерстиции между зернами плагиоклаза, микроклина и цветных минералов; посторонние включения отсутствуют.

Биотит встречается в виде пластинок и удлиненных чешуек. Густо окрашен. Плеохроизм: Ng — темно-красновато-коричневый, Np — коричнево-желтый. Показатели преломления: Ng=Np=1,643, Ng=1,605, Ng-Np=0,038.

Амфибол образует призматические кристаллы (в поперечных сечениях — ромбические). Густо окрашен: Ng — темно-зеленый,

Т а б л и ц а 9

Количественно-минеральный состав пород интрузий Джаманджар и Исфайрам, %

Минерал	Номер образца							
	291	294	295	296	298	300	299	301
Плагиоклаз	61,5	58,0	51,6	53,5	53,6	53,5	1,0	0,2
Калиевый полевой шпат	7,4	13,2	11,7	4,8	29,5	21,5	33,3	28,7
Нефелин	—	—	—	—	—	—	38,8	25,4
Кварц	15,8	3,8	17,4	18,5	6,2	4,9	—	—
Амфибол	5,7	23,7	5,5	4,3	9,2	19,8	3,9	2,4
Биотит	9,6	1,2	13,4	4,3	1,3	0,3	—	—
Пироксен	—	—	—	—	—	—	11,8	38,2
Канкринит	—	—	—	—	—	—	—	5,1
Гранат	—	—	—	—	—	—	11,0	—
Акцессорные	+	0,8	0,4	0,1	+	+	0,2	+

Минерал	Номер образца							
	302	303	304	281	283	286	287	288
Плагиоклаз	0,1	4,5	53,8	39,8	18,4	15,2	39,3	29,4
Калиевый полевой шпат	13,9	54,8	32,8	24,9	57,8	43,7	34,9	53,3
Нефелин	35,9	23,8	—	—	—	—	—	—
Кварц	—	—	—	4,9	19,3	34,6	15,6	6,4
Амфибол	3,1	3,7	7,7	12,5	1,5	2,3	3,8	0,9
Биотит	—	1,3	3,6	16,9	2,2	4,2	6,0	1,5
Пироксен	10,8	1,5	—	ед. з.	—	—	—	—
Канкринит	3,3	4,0	—	—	—	—	—	—
Гранат	32,9	2,6	—	—	—	—	—	—
Акцессорные	+	0,1	0,1	0,1	0,3	+	0,4	4,5

Примечание. Образцы № 291—296—диориты, кварцевые диориты, № 298, 300—кварцевые монзониты (сиениты—диориты), № 299, 301—308—нефелиновые сиениты Джаманджар, № 304—шелочной сиенит, № 281—сиенито-диорит Исфайрама, № 283—288—граносиениты и граниты Исфайрама.

Nm — буровато-зеленый, Np — желтовато-зеленый, C : Ng=18—24, 2V=—59. По составу ближе к гастингситу.

Центральная группа интрузий

Первая фаза (интрузии Джилису и Ходжаачкан). Породы первой фазы внедрения представлены нефелиновыми сиенитами,

Таблица 10

Показатели преломления породообразующих минералов щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня (по иммерсионному типу)

Номер образца	Порода (интрузив)	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$
Амфибол					
163	Нефелиновый сиенит (Зарда- леп)	1,733	1,727	1,708	0,025
4	Монзонит (Суртеке)	1,705	1,705	1,696	0,009
6	Нефелиновый сиенит (Сурте- ке)	1,711	1,705	1,096	0,015
36	Гранит (Торугарт)	1,710	1,696	1,680	0,030
45	Нефелиновый сиенит (Сурте- ке)	1,710	1,706	1,700	0,010
55		1,720	1,713	1,700	0,013
73		1,720	1,715	1,705	0,015
275	Нефелиновый сиенит (Ходжа- ачкан)	1,774	1,762	1,744	0,030
265	Гранодиорит (Джилису)	1,691	1,678	1,657	0,034
248	Нефелиновый сиенит (Джили- су)	1,763	1,752	1,733	0,030
		1,756	1,747	1,729	0,027
Биотит					
6	Нефелиновый сиенит (Сурте- ке)	1,675	1,675	1,624	0,051
21		1,675	1,675	1,624	0,051
36	Гранит (Торугарт)	1,670	1,670	1,605	0,065
265	Гранодиорит (Джилису)	1,663	1,663	1,609	0,054
264	Нефелиновый сиенит (Джили- су)	1,668	1,668	1,611	0,057
260		1,663	1,663	1,613	0,050
247		1,695	1,695	1,625	0,070
281	Диорит (Исфайрам)	1,643	1,643	1,605	0,038
282	Гранодиорит (Исфайрам)	1,643	1,643	1,605	0,038
Биотит					
291	Кварцевый диорит (Джаманд- жар)	1,643	1,643	1,603	0,040
Астрофиаллит					
267	Альбитизированный сланец (Джилису)	1,763	1,728	1,711	0,052
Эгирин					
267	Альбитизированный сланец (Джилису)	1,826	1,802	1,766	0,060
344	Нефелиновый сиенит-пегма- тит (Джилису)	1,826	1,803	1,764	0,062
264	Нефелиновый сиенит (Джили- су)	1,825	1,801	1,762	0,063
260		1,822	1,800	1,761	0,061

Номер образца	Порода (интрузив)	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$
Гранат					
163	Нефелиновый сиенит (Зардалек)		1,873		
162			1,869		
162			1,848		
Содалит					
236	Содалит-канкринитовый сиенит (Зардалек)		1,490		
Плагиоклаз					
4	Монзонит (Суртеке)	1,547	1,543	1,539	0,008
36	Гранит (Торугарт)	1,547	1,543	1,539	0,008
Олигоклаз					
244	Нефелиновый сиенит-пегматит (Джилису)	1,546	1,539	1,535	0,011
Плагиоклаз					
291	Кварцевый диорит (Джаманджар)	1,558	1,554	1,551	0,007
281	Диорит (Исфайрам)	1,553	1,550	1,546	0,007
282	Граносиенит (Исфайрам)	1,547	1,544	1,540	0,007
172	Щелочной сиенит (Зардалек)	1,558	1,554	1,551	0,007
Калиевый полевой шпат					
4	Монзонит (Суртеке)	1,530	1,525	1,522	0,008
5	Нефелиновый сиенит (Суртеке)	1,530	1,526	1,522	0,008
21		1,530	1,525	1,521	0,009
36	Гранит (Торугарт)	1,532	1,526	1,521	0,011
55	Нефелиновый сиенит (Суртеке)	1,542	1,538	1,535	0,007
73		1,530	1,525	1,522	0,008
77	Кварцевый сиенит (Суртеке)	1,525	1,523	1,519	0,006
282	Граносиенит (Исфайрам)	1,529	1,526	1,521	0,008
291	Кварцевый диорит (Джаманджар)	1,529	1,526	1,521	0,008

второй — кварцевыми сиенитами и третьей — турмалинсодержащими гранитами. Отмечаются следующие разновидности нефелиновых сиенитов: биотитовые, биотит-амфиболовые и эгирин-авгитовые. Они связаны между собой постепенными переходами, что чаще служит следствием влияния состава вмещающих пород на щелочной расплав. Наиболее распространены биотитовые нефелиновые сиениты (рис. 15); кроме того, встречаются сиенито-гнейсы и шонкиннты, а также связанные с нефелиновыми сиенитами дай-

ки сиенит-аплитов (мощность до 1 м), шпирсы и жилы (до 30 см) сиенит-пегматитов.

Сиенито-гнейсы полосчатые, темно-серые с тонкими перемежающимися «слоями» сиенита и роговика. Их переход в нефелиновые сиениты постепенный. Структура гипидиоморфно-зернистая до порфирированной, текстура — трахитоидная до гнейсовой. В их составе присутствуют эгирин-авгит (20—70%), иногда волластонит, амфибол, гранат (0—11%), нефелин (0—20%), микроклин, кальцит,

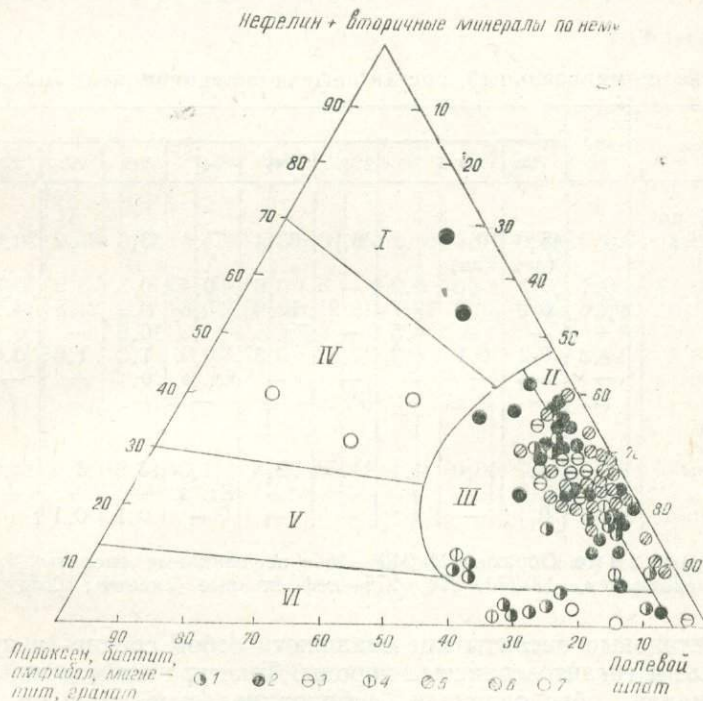


Рис. 15. Минеральный состав нефелиновых и нефелинсодержащих пород интрузий Южного Тянь-Шаня (на основе диаграммы Н. А. Елисеева, 1957).

Щелочные породы интрузий: 1—Суртеке, 2—Зардалек, 3—Тозбулак, 4—Ходжаакчан, 5—Джилису, 6—Исфайрам, 7—Джаманджар. Поля: I—ювиты, II—лейкокротовые нефелиновые сиениты, III—нефелиновые сиениты, IV—мальниты, V—меланократовые мальниты, VI—щелочные габброиды.

биотит, мизерит, сфен (0—10%), апатит, брукит, канкринит, цеолиты, эпидот, альбит и карбонаты.

Шонкинниты представляют альбитизированные меланократовые пироксеновые нефелиновые сиениты (табл. 11). Структура гипидиоморфнозернистая. Шонкинниты состоят из микроклина, альбита, нефелина, камкринита, пироксена, биотита и аксессуарных минералов. Среди последних отмечаются пирит, апатит и сфен (см. табл. 4).

Сиенит-аплиты мелкозернистые, лейкократовые, состоят из нефелина (0—5%), микроклина (70), альбита (28) и биотита (1—2%).

Сиенит-пегматиты крупнозернистые и гигантозернистые, светло-зеленовато-серые, состоят из нефелина (размером до 4 см), микроклина, альбита, гастингсита, биотита, аксессуарных и вторичных минералов — содалита и цеолитов (по нефелину). Микроклин с альбитом, иногда с нефелином образует пегматитовые сростания.

Количественно-минеральный состав нефелиновых сиенитов интрузий

Минерал	240 ^a	Номер									
		243	244	245	246	246 ^a	247	248	250	252	253
Калиевый полево-шпатовый шпат	69,9	45,9	10,0	68,2	68,8	63,4	75,5	63,9	67,2	70,6	71,3
Альбит	0,1	27,3	49,0	0,2	—	0,6	0,4	0,3	3,9	0,3	0,3
Нефелин	28,6	20,8	30,0	18,7	18,2	12,9	9,6	9,9	24,8	14,9	24,3
Амфибол	—	—	—	4,5	—	Ед. з.	2,3	10,6	—	0,1	—
Биотит	0,2	0,4	0,1	4,3	1,5	0,3	0,9	1,3	1,0	0,8	2,9
Пироксен	—	0,8	—	—	—	—	Ед. з.	0,1	—	—	—
Магнетит	1,2	—	Р. з.	+	Р. з.	—	—	—	—	+	—
Канкринит + цеолиты, анальцим	—	4,7	10,0	4,1	11,5	22,8	11,3	13,9	3,0	13,3	1,2
Апатит	—	—	—	+	—	—	Ед. з.	—	—	—	—
Аксессуарные	—	0,1	—	+	—	—	—	0,1	0,1	+	—

Примечание. Образцы № 240^a—264—нефелиновые сиениты Джилису, интрузии Джилису, № 271, 274, 275—нефелиновые сиениты Ходжаачкана

Нефелиновые сиениты представляют собой средне- и крупнозернистые и гигантозернистые породы. Текстура их массивная или трахитоидная, обусловленная субпараллельным расположением микроклина и биотита. Богатые нефелином, менее измененные разновидности пород имеют светло-зеленоватую окраску, содалитизированы и канкритизированы — на участках пятнистого, розового, синего цвета.

Под микроскопом нефелиновые сиениты имеют идиоморфнозернистую, призматически-зернистую структуру, реже порфиرويدную. Светлые минералы более идиоморфны, чем темноцветные (агпаатовый тип кристаллизации). Идиоморфизм микроклина и нефелина почти одинаковый. Нефелиновые сиениты интрузии Джилису состоят из микроклина, альбита, нефелина, биотита, пироксена, амфибола, аксессуарных и вторичных минералов (кальцит, канкринит, содалит, либенерит, хлорит, пренит и др.).

Среднее содержание нефелина во всех разновидностях нефелиновых сиенитов (биотитовых, амфиболовых, пироксеновых) почти одинаково, темноцветные минералы изменчивы по составу и коли-

честву. Породы интрузии Джилису, особенно в его западной части, значительно альбитизированы. Среди пород интрузии Ходжаачкан выделяются меланитовые разности нефелиновых сиенитов и шонкиниты. В породах интрузии Джилису обнаружены более 20 акцессориев (см. табл. 4): магнетит (до 16672 г/т), циртолит (до 77), циркон (до 75 г/т), пироклор (до 26), бастнезит, флюорит (до 66), пирит (до 34), галенит (до 6). В породах интрузии Ходжаачкан присутствуют циркон, пироклор, сфен, апатит, магнетит, пирит,

Таблица 11

Джилису и Ходжаачкан, %

образца											
255	256	258	259	264	271	273	274	275	265	269	270
60,5	55,8	-77,6	65,7	—	73,5	50,6	60,0	83,5	5,3	4,6	0,6
0,8	0,9	5,5	5,5	74,60	1,6	6,4	9,7	—	52,6	51,9	51,9
24,7	33,3	15,8	11,5	22,3	18,1	—	—	1,8	4,3	8,1	—
4,0	—	—	—	—	—	3,2	3,7	2,1	0,4	13,7	—
0,3	1,0	—	1,1	2,7	—	—	28,2	—	0,6	2,1	3,5
4,9	4,4	—	—	0,3	1,1	—	—	—	—	—	—
—	—	+	0,8	—	—	0,3	—	—	—	—	—
3,8	4,4	—	15,4	—	1,8	—	—	—	—	—	—
—	—	0,1	—	—	—	—	—	0,5	0,1	—	—
0,1	0,2	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—

№ 265—гранодиорит, № 269—270—альбитизированный сланец из экзоконтакта
№ 272—меланитовый нефелиновый сиенит, № 273—шонкинит Ходжаачкана.

сфалерит и галенит. В альбитизированных сланцах и сиенитах контактовых зон появляется значительное количество астрофиллита, повышается содержание пироклора.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином и образует удлиненно-таблитчатые кристаллы размером 1—5 мм. Часто имеет простые двойники. Пертитовый, пертиты преимущественно пятистой формы и шахматного строения. Иногда альбит почти полностью замещает микроклин. Местами микроклин пелитизирован, в результате чего он приобретает розовый цвет. Иногда микроклин имеет одинаковый идиоморфизм с нефелином. Почти всегда у него микроклиновая решетка; $2V = -71-84^\circ$ (табл. 12); показатели преломления: $N_g = 1,524$, $N_p = 1,518$. Символ спайности (00 \perp).

Альбит в слабоизмененных нефелиновых сиенитах обладает весьма идиоморфными ограничениями. Мелкие хорошо ограниченные кристаллы его отмечаются в нефелине в виде включений. Часть кристаллов имеет неправильную форму и развивается по микроклину и нефелину или между зернами других минералов. Они тонкосдвойникованы и ориентированы параллельно удлине-

нию кристаллов микроклина. $2V = +80-84^\circ$ (19—11). Закон двойникования — \perp (010), альбитовый. Показатели преломления: $N_g = 1,536$, $N_p = 1,523$ (№ 5).

Ксеноморфный альбит характерен для пород тектонически ослабленных зон (разрывы, эндоконтакт интрузий).

Нефелин образует таблитчатые и ксеноморфные кристаллы размером 0,5—5 мм (в пегматоидных породах — до 4 см), занимают промежутки между кристаллами микроклина. Показатели преломления $N_o = 1,540$; $N_e = 1,536$, $N_o - N_e = 0,004$. Содержание окиси натрия в нем — 16—17%, окиси калия — 3—6%, глинозема — 28—30% (см. табл. 9). В большинстве случаев нефелин заметно разложен, образует канкринит ($N_g = 1,512$, $N_p = 1,492$, сульфат — канкринит), цеолиты, либнерит, кальцит и эпидот. Канкринит развивается по нефелину в виде пластинок или разъедает его по краям, проникая по трещинам, либо образует по нефелину полные псевдоморфозы замещения. Цеолиты и либнериты по нефелину представляют непрозрачную буроватую смесь, иногда с обособлениями отдельных чешуек и пластинок.

Биотит образует ксеноморфные (по отношению к микроклину и нефелину) зерна в угловатых промежутках между кристаллами микроклина размером 0,3—1,5 мм. Густо окрашен. Плеохроизм резкий: N_g — темно-буровато-коричневый, N_p — зелено-желтый. Показатели преломления: $N_g = N_m = 1,663-1,695$; $N_p = 1,689-1,625$; $N_g - N_p = 0,050-0,070$. Часто замещен хлоритом, магнетитом, мусковитом. Химический состав биотита из нефелиновых сиенитов (интрузии Джилису) обычен. В значительных количествах он содержит окись и закись железа. Железистость высокая — 97—99%.

Амфибол — более поздний минерал по отношению к микроклину и нефелину, но почти одновременен с биотитом. Образует ксеноморфные зерна размером до 4 мм. Представлен гастингситом. $C : N_g = 15-16^\circ$, $2V = -46-48^\circ$; густо окрашен. Плеохроизм: N_g — темно-синевато-зеленый, N_m — темно-зеленый, N_p — зеленый. Показатели преломления: $N_g = 1,763$, $N_m = 1,752$, $N_p = 1,753$, $N_g - N_p = 0,30$. Удельный вес его равен $3,429 \pm 0,002$. По химическому составу также соответствует гастингситу (см. табл. 9). Железистость высокая — 90—98% (феррогастингсит).

Пироксен представлен эгирин-авгитом, образует ксеноморфные зерна размером 1—4 мм. Плеохроизм: N_p — ярко-желто-зеленый, N_m — ярко-желто-зеленый, N_r — желто-зеленый. $C : N_g : 18^\circ$, $2V = +78$. Кальцит замещает нефелин.

Астрофиллит образует крупные таблички размером 2—3 мм, ассоциирующие с микроклином и флюоритом, прорастает пластинками альбита. Схема абсорбции обратная: N_p — ярко-красновато-оранжевый, $N_g = N_m$ — оранжево-желтый. Минерал развивается в альбитизированных сланцах и сиенитах западного контакта интрузии Джилису. Астрофиллит (см. табл. 9) содержит окись марганца (10,4%), фтора (1,4), $FeO + F_2O_3$ (24,2). Элементы-примеси:

литий (0,068%), рубидий (0,97), цезий (0,450), фтор (1,40), ниобий (0,3). Показатели преломления: $N_g=1,763$, $N_m=1,728$, $N_p=1,711$, $N_g-N_p=0,852$. Рентгенограмма астрофиллита соответствует

Т а б л и ц а 12

Оптические константы калиевых полевых шпатов щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня (символ спайности равен (001))

Номер образца	Порода (интрузия)	Координаты спайности (001)			2V	Примечание
		N_g	N_m	N_p		
3	Монзонит (Суртеке)	85	9	83	-80*	Микроклин с отклонением к ортоклазу
186	Габбро (Зардалек)	88	78	14	-80*	Ортоклаз
145	—, —	86	8	84	-88	Микроклин
291	Кварцевый диорит (Джаманджар)	86	3	90	-59	Ортоклаз
298	Кварцевый монзонит (Джаманджар)	90	13	77	-72*	Микроклин
300	—, —	82	13	80	-76	—, —
35	Гранит (Торугарт)	86	13	77	-70	—, —
295	Кварцевый диорит (Джаманджар)	87	9	81	-64	Ортоклаз
12	Щелочной сиенит (Суртеке)	82	11	83	-76	Микроклин
230	—, — (Зардалек)	86	8	84	-88	—, —
142	—, —	80	10	86	-88	—, —
194	Сиенит (Зардалек)	80	15	80	-80	—, —
196	Сиенит (Зардалек)	80	10	80	-82	Микроклин
7	Нефелиновый сиенит (Суртеке)	84	14	78	-88	—, —
60	—, —	88	8	81	-82	—, —
217	—, — (Зардалек)	82	14	78	-80	—, —
301	Нефелиновый сиенит (Джаманджар)	89	5	85	-86	—, —
303	—, —	82	13	81	-89	Ортоклаз
200	Нефелиновый сиенит (Зардалек)	74	16	86	±90	Микроклин
203	—, —	82	12	85	-84	—, —
200	—, —	80	12	85	-84	—, —
166	Сиенит-аплит (Зардалек)	80	12	85	±90	—, —

эталону, о чем свидетельствуют следующие данные (Fe, D — 57,3 мм, $d=0,4$ мм, 40 кв — 1,5 мА):

Обр. № 267 Эталон (по Михееву, 1957)

I	d/n	I	d/n
10	10,6	5	1,660
2	5,8	2	1,621
3	4,40	5	1,579
3	4,15	2	1,556

3	3,80	2	1,460
9	3,56	3	1,436
3	3,30	3	1,408
4	3,08	2	1,378
9	2,78	2	1,346
6	2,67	3	1,314
6	2,75	3	1,263
2	2,48	2	1,234
2	2,42	2	1,99
4	2,31	2	1,54
2	2,24	2	1,116
4	2,13	2	1,076
2	1,983	2	1,041
2	1,971		
2	1,923		
5	1,757		

Апатит представлен призматическими, гексагональными кристаллами (комбинация призмы и дипирамиды) с поперечной штриховкой. Бесцветен. Размер 0,05—0,05 мм. $N_0=1,633$ (фторсодержащий).

Циркон встречается часто вместе со сфеном. Он бледно-розовый, дипирамидальный или в виде длиннопризматических кристаллов с развитием граней дипирамиды (III) и призмы (II0). Редко отмечаются кристаллы с гранями дипирамиды (55I). Темноокрашенный циркон имеет грани (II0) и (I00) и дипирамиды (III), причем грани призм развиты слабо. В некоторых разновидностях пород циркон зонален, реже — мутный, бурый (малакон).

Сфен встречается во всех пробах пород; наибольшее его количество выявлено в пироксеновых и амфиболовых нефелиновых сиенитах. Отмечается в виде включений в микроклине. Образует короткопризматические или конвертообразные кристаллы. Сильно развиты ромбические призмы (III) и пинокоиды (I00) и (00I) при подчиненном развитии грани (II0). Призматический сфен белого цвета присутствует в роговиках Джилису и в гибридных, существенно гранатовых породах, а также в гранатсодержащих сиенитах. Кристаллы сфена в породах интрузии Ходжаачкан наиболее разнообразны по форме.

Гранат встречается в незначительном количестве, образует идиоморфные кристаллы размером 0,1—0,2 мм. Ассоциируется с амфиболом и замещает его в амфиболовых сиенитах. Строение зональное. Окраска центральных частей кристаллов коричневая до красной, по периферии — буровато-желтая. Гранат андрадитового типа. В нефелиновых сиенитах Ходжаачкана гранат представлен титансодержащей разновидностью, имеет более темную окраску и по составу близок к меланиту.

Флюорит образует неправильно-изометрические зерна размером 0,1—0,2 мм, ассоциирует с амфиболом, он бледно-фиолетовый или бесцветный.

Пирит представлен идиоморфными кубическими кристаллами размером 0,1—0,3 мм. Часть пирита окислена, лимонитизирована.

Он чаще встречается в породах, обогащенных магнетитом. Его содержание заметно повышается в измененных породах.

Магнетит — наиболее широко распространенный аксессуарный минерал. Обычно имеет октаэдрическую форму. В измененных породах встречаются округлые зерна. В лейкократовых нефелиновых сиенитах он резко преобладает над другими аксессуарными минералами.

Пирохлор — типоморфный, аксессуарный минерал. Чаще встречается в альбитизированных породах. Особенно часто он присутствует в породах Джилису в количестве до 30—40 г/т. Имеет бурую окраску, образует октаэдрические кристаллы размером до 0,5 мм. Центральная часть его окрашена темнее. Наблюдалось обрастание пирохлора цирконом.

В измененных нефелиновых сиенитах Джилису в виде светло-окрашенных обломков присутствует аксессуарный паризит.

Присутствие пирохлора и бастнезита в щелочных породах интрузии Джилису подтверждают также рентгеноструктурные данные.

Рентгенограмма пирохлора (излучение Fe, D=57,3 мм, Q=0,4 мм, KV — 1,5 мА) следующая:

Обр. № 241		Эталон	(по Михееву, 1957)
I	d/n	I	d/n
4	3,28	2	3,34
10	2,99	8	3,03
4	2,58	2	2,58
2	2,11		
4	2,02	1	2,04
10	1,830	10	1,850
2	1,748		
3	1,721	2	1,721
2	1,650		
10	1,566	10	1,558
4	1,499	3	1,492
2	1,431		
4	1,351		
4	1,298	2	1,293
7	1,195	6	1,187
7	1,165	5	1,157
3	1,104	1	1,103
7	1,061	6	1,056
7	1,001		

Примечание. (1) Светло-желтые октаэдры размером 0,1 мм; (2) Темно-коричневые с красноватым оттенком остропирамидальные кристаллы размером 0,1 мм. Анализ выполнен в ЦХЛ МГ УзССР.

Рентгенограмма бастнезита (излучение Fe, D=57,3 мм, Q=0,4 мм, KV — 1,5 мА) следующая:

Обр. № 241		Эталон (по Михееву, 1957)	
<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>
4	5,03	2	4,94
2	3,97	3	3,906
8	3,60	8	3,544
3	3,20	4	3,16
10	2,92	10	2,871
2	2,47	3	2,43
4	2,06	9	2,052
4	2,02	9	2,805
3	1,790		
7	1,684	6	1,667
4	1,584	5	1,568
4	1,488	5	1,477
4	1,447	4	1,433
3	1,350	4	1,365
9	1,302	9	1,293
3	1,279	5	1,272
3	1,209	1	1,219
6	1,182	7	1,175
7	1,159	7	1,149
6	1,872	5	1,064

По химическому составу нефелиновые сиениты соответствуют обычным разностям. Повышенной щелочностью обладают биотитовые нефелиновые сиениты Джилису, меньшей — интрузии Ходжаачкан. Все амфибол-пироксеновые и амфиболовые сиениты характеризуются сравнительно высоким содержанием щелочей и глинозема, относительно низким количеством щелочноземельных элементов. Эгирин-авгитовые нефелиновые сиениты сходны с луавритом по Дэли.

В щелочных породах интрузий Джилису и Ходжаачкан нами установлены характерные элементы-примеси: литий (до $15 \times 10^{-3} \%$), рубидий ($1,5-3,8 \times 10^{-2}$), цезий (до $2,5 \times 10^{-2}$), галлий ($2,3 \times 10^{-3}$), фтор ($4-31 \times 10^{-2}$), ртуть ($0,3-2,1 \times 10^{-3}$), цирконий (до 0,06), ниобий ($6-18 \times 10^{-3}$), уран ($2,7-30,5 \times 10^{-4} \%$), торий, редкоземельные и иттрий. Содержание цезия, лития, циркония, фтора заметно повышается в измененных альбитизированных породах.

Третья фаза. Представлена кварцевыми сиенитами (по Л. Л. Перчуку и др.). Они распространены лишь в интрузиях Ходжаачкан и Кульп. Среди них развиты биотитовые кварцевые сиениты, биотит-амфиболовые кварцсодержащие сиениты (Кульп), пироксеновые сиениты, щелочные гибридные породы, крупнозернистые кварцевые биотит-амфибол-пироксеновые сиениты. Все они связаны постепенными переходами. Текстура пород массивная, местами трахитоидная (за счет субпараллельного расположения кристаллов пироксена, амфибола и биотита) и такситовая. Структура гипидиоморфнозернистая, местами порфиоровидная, монцититовая. Наиболее распространенные разности состоят из микроклина (44—61%), плагиоклаза (12—26), амфибола (8—125), биотита (0—35), пироксена (0—24), кварца (4—21), сфена (0,1—4,2),

кальцита (0—1,4), волластонита (0,04%). Лишь биотитовые сиениты имеют более выдержанный минеральный состав. В биотит-амфиболовом сиените содержание цветных минералов достигает 20%, кварц присутствует непостоянно, микроклин и плагиоклаз распределены неравномерно. Пироксеновые сиениты также характеризуются непостоянством количества кварца, постоянным присутствием пироксена (причем он преобладает над другими темноцветными). Щелочные гибридные породы характеризуются резко неоднородным составом (эгирин-авгит, гранат) и разнозернистой структурой.

Кварцевые сиениты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и отличаются незначительным содержанием (5%) темноцветных (пироксен, амфибол или биотит). Кварц присутствует непостоянно, иногда отсутствует.

Химический состав пород характеризуется следующими вариациями (по Л. Л. Перчуку и др.): SiO_2 — 44,9—70,2%, TiO_2 — 0,5—1,9, Al_2O_3 — 4,4—15,1, Fe_2O_3 — 0,0—12,5, FeO — 2,5—8,2, MnO — 0,07—1,2, CaO — 1,9—22,2, MgO — 1,1—2,1, K_2O — 2,0—5,5, P_2O_5 — 0,1—0,3, F — 0,2—0,3, H_2O — 0—0,1, Na_2O — 2,0—5,8, п. п. п. — 0,06. По химическому составу биотитовые и биотит-амфиболовые кварцевые сиениты сравнительно близки, характеризуются повышенным содержанием алюминия и примерно равным соотношением щелочей. Средний состав пироксеновых сиенитов близок к щелочноземельным трахитам, по Дэли, они характеризуются высоким содержанием щелочноземельных и железа. Щелочные гибридные породы резко пересыщены щелочами, щелочными землями, что соответствует их минеральному составу (эгирин-авгит, гранат, микроклин, нефелин), $f=14,7$.

Сиениты и кварцевые сиениты окварцованы, отмечаются карбонатизация, эпидотизация, альбитизация и другие вторичные процессы.

Микроклин образует зерна неправильной формы размером 1—5 мм. Имеются двойники по карлсбадскому закону; микроклиновая решетка выражена отчетливо; $2V=-81-83$, \perp (001). Показатели преломления: $N_g=1,527$, $N_p=1,520$.

Альбит встречается в двух генерациях. Первая более идиоморфная, размер до 0,8 мм, связана с биотитовыми и биотит-амфиболовыми сиенитами. Степень идиоморфизма этого альбита близка к микроклину, хотя он присутствует в виде включений в микроклине. Вторая генерация — ксеноморфная, размер 0,01—6 мм, сдвойникова.

Амфибол представлен гастингситом, образует самостоятельные зерна в амфибол-биотитовых сиенитах или каемку вокруг кристаллов пироксена в пироксеновых сиенитах (Ходжаачкан), размер 0,3—3 мм. Плеохроизм: N_g — густо-зеленый, N_m — зеленый, N_p — светло-зеленый, схема абсорбций: $N_g > N_m > N_p$. Показатели преломления: $N_g=1,704$, $N_p=1,686$, $C:N_g=18^\circ$, $2V=83^\circ$.

Пироксен образует короткопризматические или неправильные зерна в кварцевых и щелочных сиенитах. Плеохроизм: Ng — ярко-зеленый, Nп — светло-зеленый, Nр — зеленовато-желтый, с : Ng = 49,54°, +2V = 70—77°. Показатели преломления: Ng = 1,706, Nр = 1,680. Местами он замещен амфиболом, иногда биотитом. Биотит образует чешуйки и неправильные зерна. Плеохроизм: Ng = Nп темно-коричневый, Nр — светло-желтый.

Кварц образует мелкие ксеноморфные зерна.

Нефелин встречается лишь в щелочных сиенитах в виде неправильных зерен. Часто замещен канкринитом и либнеритом.

Сиениты и кварцевые сиениты пересекаются дайками сиенит-аплитов мощностью до 2,5 м и сиенит-пегматитов (Кульп). Аплиты обычно заполняют крутопадающие трещины. Состав: альбит-олигоклаз, кварц, амфибол, пироксен, биотит, сфен, циркон. Аплиты часто подвержены альбитизации. Пегматиты встречаются также в обломках, по составу они микроклин-биотитовые и микроклин-мусковитовые.

Сиениты (по Л. Л. Перчуку и др.) содержат более 10 аксессуарных минералов (сфен, магнетит, лимонит, циркон, апатит, флюорит, ортит, турмалин, лейкоксен). Сфен составляет до 50% тяжелой фракции (1—18 г/т) амфиболовых и пироксеновых сиенитов. В биотитовых сиенитах постоянно присутствуют магнетит (до 85 г/т), пирит, циркон, сфен (значительно), ортит, турмалин, апатит и флюорит. Таким образом, амфиболовые и пироксеновые сиениты второй фазы внедрения значительно обогащены сфеном. В измененных породах он переходит в лейкоксен.

Пирит образует кубические кристаллы и встречается лишь в сильноизмененных породах.

Магнетит в виде округлых зерен присутствует в породах всех типов. Гематит образуется за счет пирита или магнетита. Лимонит встречается во всех измененных породах. Лейкоксен образуется за счет сфена.

Циркон распространен более широко, имеет розовый и розовато-бурый цвет. Кристаллы темно-бурые, высокодвупреломляющие удлинённые, непрозрачные бурые зерна (малакон). Больше развиты призматические грани (удлинение 2:1), дипирамидальные (III), грани (221, 551); обнаружены также изометрические зерна.

Сфен — преобладающий аксессуарный минерал, образует короткопризматические темные и желто-бурые кристаллы.

Ортит представлен длиннопризматическими зернами бурого цвета.

Турмалин образует призматические зеленые кристаллы.

Плеохроизм: Nр — светло-зеленый, Ng — темно-бурый.

Показатели преломления: Ne = 1,659, No = 1,637.

Апатит встречается как фторсодержащая разновидность.

Флюорит содержится в малых количествах, имеет вид бесцветных зерен.

Элементы-примеси присутствуют в составе породообразующих минералов или образуют собственные минералы (титан, цирконий, свинец, медь и др.), а также рассеянные примеси (ниобий и редкоземельные), что определяет геохимическую специализацию интрузий. Породы всех главных фаз характеризуются редкометальной минерализацией. По данным спектрального анализа, в породах присутствуют цирконий, ниобий, медь, свинец, галлий, иттербий, иттрий, лантан (в тысячных долях процента).

В измененных породах наблюдается повышенное содержание ниобия, иттрия, редкоземельных.

Четвертая фаза. Турмалинсодержащие лейкократовые граниты образуют преимущественно дайкообразные и неправильные тела в интрузии Ходжаачкан. Выделяются биотитовые и турмалиновые разновидности, мелкозернистые, с массивной текстурой. В них турмалин иногда образует овоиды размером до 7 см в диаметре, что придает породе такситовую текстуру. Вокруг них появляется лейкократовая зона шириной до 3 см, состоящая из полевого шпата и кварца (без биотита).

Структура равномернoзернистая, гипидиоморфнозернистая с апатитовой схемой кристаллизации. Плагиоклаз и микроклин более идиоморфны по отношению к турмалину и биотиту.

Описываемые граниты состоят из микроклина (43%), кварца (28), плагиоклаза (24), биотита (5), акцессорных (0,01%), серицита, хлорита. Содержание турмалина достигает 2%.

Их химический состав следующий: SiO_2 (72,9), TiO_2 (0,32), Al_2O_3 (13,72), Fe_2O_3 (0,27), FeO (0,61), MnO (0,04), CaO (1,37), MgO (0,90), Na_2O (2,81), K_2O (5,34), $\pm \text{H}_2\text{O}$ (0,06), п. п. п.—0,80%. Сумма — 100,21%. По сравнению со средним типом по Дэли эти граниты значительно пересыщены глиноземом, существенно повышен параметр «в», по А. Н. Заварицкому.

Среди гранитов и вмещающих пород встречаются дайки (мощность до 60 см) и жилы гранит-аплитов и пегматитов (интрузия Кульп). Микроскопически они представляют собой светло-серые мелкозернистые породы. Структура аплитовая. Состоят из кварца (30), микроклина (25—30), альбита (40—45%), турмалина. Пегматиты также встречаются среди гранитов, сиенитов и вмещающих пород. Состоят из кварца, микроклина, турмалина, подчиненного мусковита, биотита, флюорита, сфена и магнетита. Кварц с турмалином (иногда с микроклином) имеет графическую структуру.

Микроклин образует таблитчатые, неправильные зерна размером до 1,5 мм. Он ксеноморфен относительно плагиоклаза, идиоморфен относительно кварца. Часто проявляет микроклиновую решетку, $2V=70-82^\circ$. Пертитовые вроски — веретенообразные, занимают 20% площади зерна микроклина.

Плагиоклаз представлен олигоклазом (№ 18). Показатели преломления: $n_p=1,537-1,538$; $n_g=1,544-1,548$. Сдвойникован по альбитовому закону. Форма зерен таблитчатая, идиоморфная относительно микроклина и кварца. Размер зерен от 0,02 до 1,2 мм.

Часто имеет зональное строение. Местами он встречается в микроклине в виде включения. Замещен серицитом.

Кварц образует изометричные или неправильные зерна размером до 4 мм. Имеет слабоволнистое угасание. Мелкие его зерна иногда включены в микроклин. Местами зерна кварца располагаются группой.

Биотит образует чешуйки, мелкие неправильные зерна между полевыми шпатами. Показатели преломления: $N_g = N_m = 1,639$, (железистость, по В. С. Соболеву, 40%). Плеохроизм: $N_g = N_m$ — красно-коричневый, N_p — бледно-желтый. Местами биотит интенсивно хлоритизирован (в мелких дайкообразных телах) с выделением рудного минерала по спайности.

Турмалин локализован в овоидах (30—40%), в основной массе породы практически отсутствует. Часть овоидов представлена микроклином, плагиоклазом и кварцем, в незначительном количестве присутствуют кальцит, мусковит, апатит, сфен. Образует сростки из нескольких зерен. Часто внутри сростков располагается микроклин и кварц. Макроскопически он черный, в шлифах — желтовато-коричневый, показатели преломления: $N_g = 1,640$ — $1,633$, $N_p = 1,664$ — $1,654$ (шерл-дравит). Плеохроизм N_g — густо-коричневый, N_p — коричнево-желтый.

Мусковит образует чешуйки, развитые по плагиоклазу, размером до 0,7 мм; иногда встречается в сростании с биотитом.

Хлорит развивается по биотиту. Размеры 0,010—0,05 мм; 2V — малый; $N_g = 1,642$, $N_p = 1,637$.

В турмалинсодержащих гранитах (по Л. Л. Перчуку и др.) присутствуют пирит (0,3 г/т), рутил (0,3), брукит (редко), анатаз (редко), турмалин (78,9), апатит (1,0), ильменит (11,5), сфен (6,4), циркон (0,8) и барит. Сфен преобладает над цирконом. Циркон — короткопризматический с гранями (III), (II0). Темноокрашенная его разновидность образует длиннопризматические кристаллы. Рутил имеет вид темных призматических, брукит — бурых пластинчатых и анатаз — бесцветных кристаллов. Ильменит встречается в виде черных кристаллов с развитыми пинакоидами и тупыми ромбоэдрами. Турмалин образует темно-бурые тригональные кристаллы со штриховкой на гранях.

Характерные элементы-примеси: цирконий (0,001—0,004%), медь (0,004—0,009%), галлий (0,001—0,004), иттербий (следы).

Южная группа интрузий. Из этой группы детально изучены интрузии Джаманджар и Тозбулак. В Джаманджаре породы ранних фаз внедрения представлены монцонитами, диоритами, гранитами, а поздние — щелочными породами (нефелиновые и щелочные сиениты, уртиты).

Первая фаза. Макроскопически монцониты и диориты интрузий Джаманджар и Тозбулак представляют собой серые равномерно-зернистые (средне- и мелкозернистые) породы. Различаются полевой шпат, черный амфибол и листочки биотита. В шлифах структура призматически зернистая, иногда монцонитовая. Текстура

массивная. Содержание породообразующих минералов колеблется в следующих пределах: плагиоклаз — 52—61%, калиевый полевой шпат — 5—29, кварц — 6—18, амфибол — 4—24, биотит — 0,3—13%. Размер зерен варьирует от 0,5 до 2,5 мм. Из аксессуарных минералов в шлифах отмечаются магнетит, апатит, циркон, сфен, из вторичных — серицит, кальцит, пренит, альбит.

Плагиоклаз образует призматические кристаллы от 0,3 до 2 мм (преобладает 1 мм). Зонален. Центральная зона соответствует лабрадору, краевая — андезину $+2V=74-84^\circ$, $N=40-58$ (табл. 13). Сдвойникован по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Показатели преломления: $N_g=1,558$, $N_m=1,554$, $N_p=1,551$, $N_g-N_p=0,07$. Центральные части плагиоклаза более интенсивно разложены, выделен соссюрит (серицит, пренит, эпидот, кальцит).

Калиевый полевой шпат выполняет промежутки между зернами плагиоклаза, образуя угловатые зерна размером 0,3—0,5 см. Криптопертитовый, слабо пелитизированный. По составу отвечает ортоклазу и микроклину: $2V=-59-76$ (см. табл. 12).

Кварц образует ксеноморфные зерна размером 0,3—0,5 мм, заполняя промежутки между кристаллами плагиоклаза и темноцветных минералов.

Биотит встречается в виде идиоморфных пластинок и слегка деформированных чешуй. Окрашен в красно-бурый цвет. Плеохроизм: N_g-N_m — темно-красно-бурый, N_p — желтовато-красный. Показатели преломления: $N_g=N_m=1,643-1,658$, $N_p=1,603-1,610$, $N_g-N_p=0,048$ (см. табл. 6). Биотит частично хлоритизирован.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, образует идиоморфные призматические зерна. Окрашен в зеленовато-бурый цвет. Плеохроизм: N_g-N_m — зеленовато-бурый, N_p — зеленовато-желтый. Иногда обладает зональностью окраски: в центре кристалла появляются зоны розоватого оттенка (возможно, титансодержащие). $C: N_g=17-19^\circ$, $2V=-70-34$. Амфибол часто хлоритизирован и частично замещен кальцитом.

Аксессуарные минералы редки. Встречаются в виде включений в амфиболе и полевых шпатах. Представлены обычно пиритом, ильменитом, апатитом, сфеном и цирконом. Обнаружено более 10 видов аксессуариев: циркон (15—35 г/т), ортит, сфен, лейкоксен, апатит, анатаз, рутил, флюорит, пирит, арсенипирит, малахит и др.

Циркон светло-розовый, прозрачный; редкие его зерна полупрозрачные с тонкой вкрапленностью темноцветного минерала. Представлен призмами в комбинации с дипирамидой. Отношение длины к ширине — 1:2—1:4.

Апатит бесцветный, водяно-прозрачный. Представлен гексагонально-призматическими кристаллами с удлинением 1:2—1:4. В отдельных зернах наблюдаются включения биотита.

Сфен светло-бурый. Прозрачен, редко полупрозрачен. Встречается в виде обломков. Часто зерна его находятся в сростках с биотитом. Размер зерен 0,1—0,5 мм.

Оптические константы плагиоклазов щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня

Номер образца	Порода (интрузия)	Координаты			2V	Закон двойникова-ния	Номер плагио-клаза	Примеча-ние
		Ng	Nm	Np				
147	Габбро (Зардалек)	22	67	87	+78	(001)	40—42	Край Центр
148a	—, —	74	21	76	+88	(010)	44	
148a		29	64	76	+80	(010)	57	
149		56	44	65	+78	(000)	57	
1	Монцонит (Суртеке)	81,5	9	87,5	-85	(100) (010)	29	
3	—, —	79,5	11,5	86	-84	(100) (010)	31	
168	Монцонит (Зардалек)	22	69	80	+88	(010)	40	
281	Диорит (Исфайрам)	75	18,5	83	+80	(100) (010)	40	
281	—, —	83,5	8,5	85	-84	(100) (0,0)	27	
291	Кварцевый диорит (Джаманджар)	24	67	83	+80	(010)	46	
294	Диорит (Джаманджар)	31	59	75,5	+74	(010)	58	
300	Кварцевый монцонит (Джаманджар)	22	68,5	88,5	+76	(021)	40	
12	Щелочной сиенит (Суртеке)	79,5	10,5	89	-88	(100) (010)	31	
12		72,5	18,0	86,5	-72	(001)	3	Край
34	Гранит (Торугарт)	12	78,5	87		(010)		
173	Щелочной сиенит (Зардалек)	17	74	84	-88	(010)	32	Центр
173		8	80	85	±90	(010)	28	Край
155	Сиенит (Зардалек)	16	74	87	-84	(010)	35	
155		7	85	88	±90	(010)	24	Край
283	Граносиенит (Исфайрам)	81,5	9	85	-74	(100) (010)	29	
290	Гранит (Исфайрам)	76	14	86	-86	(100) (010)	35	
7	Нефелиновый сиенит (Суртеке)	16	74	87	+82	(010)	3	Пертит в мик- роклине Центр Край
45		4	86,5	89	-82	(010)	23	
45		13	78	88	+88	(010)	8	
203	Нефелиновый сиенит (Зардалек)	15	75	88	±90	(010)	35	
221		8	82	88	-88	(010)	28	
221		2	85	88	-86	(010)	22	
226		16	75	85	±90	(010)	35	

Номер образ- ца	Порода (интрузия)	Координаты			2V	Закон двой- нико- вания	Номер плаги- оклаза	Примеча- ние
		Ng	Nm	Np				
265	Гранодиорит (Джи- лису)	79	15	85	± 90	$\frac{(100)}{(010)}$	29	
271	Нефелиновый сиенит (Ходжаачкан)	16	75	90	+70	(010)	7	
250	Нефелиновый сиенит (Джилису)	14	77	87	+80	(010)	9	Пертиты в мик- роклине.
250	"	11	79	88	+84	(010)	11	

Примечание. По монцититу Суртеке у обр. № 1 Ng-9, Nm-82, Np-88, у обр. № 3 соответственно 11,5; 79,0; 89,5. По щелочному сиениту Суртеке у обр. № 12 Ng-13, Nm-79,5, Np-85, у обр. № 12 соответственно 17,5; 72,5; 87,5

Анализ образует светло-голубоватые зерна таблитчатой формы, размер 0,1 мм, не прозрачен.

Ортит имеет вид удлиненно-призматических кристаллов, поверхность которых покрыта «рубашкой» вторичных продуктов замещения. Отмечаются его сростания с биотитом и кварцем.

По химическому составу диориты и монцититы близки к соответствующим средним типам, по Дэли.

Характерные элементы-примеси: уран ($1,7-6,2 \times 10^{-4}\%$), ртуть ($2,6-8,4 \times 10^{-6}$), фтор ($7-10 \times 10^{-2}$), титан (0,3—0,6%), хром (0,03), цирконий (0,006—0,013), медь (0,001—0,006), галлий (0,001—0,063), иттрий (<0,001), иттербий (<0,001), лантан (0—0,05).

Диориты и кварцевые диориты (вторая фаза) Тозбулака образуют штоки в виде двух прерывистых полос (петрографическая их характеристика приведена в кн. «Гранитоидные формации Узбекистана», 1970).

Вторая фаза. Среди преобладающих нефелиновых сиенитов Джаманджара условно могут быть выделены уртиты и щелочные сиениты. Переход между ними постепенный. Все они имеют порфировидную структуру и трахитоидную текстуру. Окраска их зеленовато-серая. Отличаются друг от друга содержанием нефелина и темноцветных минералов. В их составе присутствуют близкие по типоморфизму породообразующие минералы. Нефелиновые сиениты от щелочных отличаются присутствием нефелина (10—25%) и небольшого количества канкринита (3—5%). Цветные минералы представлены гастингситом, эгирин-авгитом и биотитом.

Калиевый полевой шпат преобладает над альбитом. Нефелиновые сиениты, кроме того, характеризуются высоким содержанием цветных минералов (до 45%). В некоторых разновидностях содержание нефелина (с канкринитом) достигает 50—72%, полевые

шпаты убывают до 15%. По составу они приближаются к уртитам. В некоторых разновидностях главным минералом является гранат (32%). На отдельных участках исчезают полевые шпаты, содержание цветных минералов достигает 50% и порода приближается по составу к ийолитам. В щелочных сиенитах исчезают нефелин и канкринит; в них преобладают микроклин, альбит, присутствуют гастингсит, эгирин-авгит, ледипомелан, гранат, кальцит, скаполит. Общее содержание цветных минералов достигает 25%. Структура порфириовидная. Порфировые выделения — редкие зерна микроклина и амфибола.

Нефелин в некоторых разновидностях пород образует идиоморфные широкотаблитчатые зерна. Развита грани пинакоида и призмы, изредка грани дипирамиды. По краям зерен нефелина отмечаются включения амфибола и пироксена. Размер зерен 0,2—5,0 мм. В богатых нефелином породах он обычно хорошо сохранен, в других разновидностях — частично разложен. Интенсивно замещен канкринитом, цеолитами и либнеритом.

Пироксен представлен эгирин-авгитом. Окрашен в бутылочно-зеленый цвет. Плеохроизм: Np — бутылочно-зеленый, Ng — желто-зеленый. Образует идиоморфные призматические зерна. Развита грани (010) и (100), $c : Np = 46^\circ$, $2V = +66^\circ$. Пироксен частично разъедается амфиболом, микроклином и кальцитом.

Роговая обманка образует вытянутые призматические зерна или развивается по пироксену. Плеохроизм: Ng — темно-зеленый с синеватым оттенком, Np — темно-зеленый, Np — зеленый. $c : Ng = 17^\circ$, $2V = 50-60$; $Ng = 1,710$.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином, образует идиоморфные фенокристаллы с развитыми гранями (010), ксеноморфен в основной массе. Образует простые двойники. Размер от 1 до 10 мм. $2V = 89^\circ$, (001). Пертитовый, особенно в фенокристаллах. Содержит включения плагиоклаза, нефелина, пироксена, которые расположены в краевых зонах фенокристаллов микроклина.

Плагиоклаз представлен мелкими лейстами альбита размером 0,1 мм — 1,0 мм; развивается по микроклину и нефелину (альбитизация). Сдвойникован по альбитовому и периклиновому законам.

Гранат образует крупные шестигранные (ромбододекаэдр) кристаллы размером до 6 мм. Макроскопически имеет темно-коричневую окраску. В шлифах окрашен в розовато-желтый цвет. По составу близок меланиту. Крупные зерна граната имеют зональное строение. Краевая зона его обогащена включениями эгирин-авгита.

Канкринит — вторичный минерал, развивается по трещинам нефелина и разъедает его с краев. Кроме того, канкринит образует скопления в промежутках между зернами нефелина и микроклина. Включает кристаллы эгирин-авгита. $Ng-Np = 0,020$. Значительно развит в породах, обогащенных нефелином (уртиты), в которых повышено содержание кальцита. В щелочных сиенитах без нефелина он отсутствует.

Кальцит развивается в виде округлых и пятнистых зерен, замещает гранат, микроклин или развивается в промежутках между зернами других минералов.

Скаполит встречается в щелочных сиенитах, где он развит по плагиоклазу. Двупреломление 0,025.

В шлифах и протолочках отмечаются гранат, флюорит, галенит, апатит, пирит, циркон, сфен и магнетит (см. табл. 4).

По химическому составу породы (по Р. Д. Гаврилину) близки к среднему типу нефелиновых сиенитов. Колебание содержания компонентов связано с интенсивностью развития метасоматических процессов. Среди пород интрузии

отмечены также щелочные сиенит-порфиры, нефелиновые сиенит-порфиры (малиньиты). Нефелиновые сиенит-порфиры изменяются от меланократовых до лейкократовых разновидностей. В первых темноцветные минералы составляют до 25%. В химическом составе пород участвуют SiO_2 (58,20%), Al_2O_3 (23,63), TiO_2 (0,20), K_2O (7,74), CaO (2,99), Fe_2O_3 (1,19), FeO (1,97), MgO (0,22), MnO (0,09), Na_2O (7,21), P_2O_5 (0,06), п.п.п.— 1,10, сумма— 100,12% (по Р. Д. Гаврилину).

По составу нефелиновые сиенит-порфиры близки к среднему



Рис. 16. Нефелиновый сиенит (шл. 1, с анализатором, увел. 64, Тозбулак).

типу нефелиновых сиенитов, по Дэли. Вкрапленники в них представлены микроклином и нефелином. Объем их достигает 50%. Основная масса породы состоит из плагиоклаза, канкринита, гастингсита, эгирин-авгита. Средний минеральный состав следующий: микроклин — 39,7%, альбит — 26,9, нефелин — 20,9, канкринит — 10,1, амфибол и пироксен — 1,7, кальцит — 0,7.

Среди элементов-примесей выявлены цирконий (0,01%), галлий (0,003), медь (0,001), иттрий ($< 0,001$), лантан ($< 0,001$), уран ($5-17 \times 10^{-4}$), ртуть ($7-13 \times 10^{-6}$), фтор ($6-15 \times 10^{-2}\%$) и другие. Радиоактивность щелочных пород сравнительно высокая, что связано с наличием в породах минералов радиоактивных элементов.

Биотитовые граниты и гранодиориты составляют около 70% (40 км^2) площади Тозбулакского массива. Они прорывают вме-

щающие осадочно-метаморфические породы и диориты, самостоятельные штоки на контакте с вмещающими породами.

Третья фаза. В Тозбулаке ее представляют щелочные породы, развитые в виде небольших штокообразных и дайкообразных тел

Количественно-минеральный состав щелочных пород Тозбулакского

Нефелиновый сиенит	Минерал, вес. %				
	микроклин-пертит	альбит	нефелин	амфибол	пироксен
Трахитондный	57,4	$\frac{6,3}{N\ 6-12}$	26,2	4,5	—
Среднезернистый	60,5	$\frac{7,9}{N\ 5-10}$	24,2	6,3	Ед. з.
То же	60,8	$\frac{6,1}{N\ 8-9}$	26,5	0,9	—
То же	55,0	7,5	16,9	—	—
Крупнозернистый	35,8	7,3	52,0	4,9	Ед. з.
Среднезернистый биотитовый	66,3	$\frac{12,4}{N\ 10}$	14,3	—	—
Мелкозернистый	42,2	$\frac{11,2}{N\ 12-13}$	41,9	2,3	—
Среднее	52,3	9,5	30,3	2,7	Ед. з.
Среднезернистый	65,5	$\frac{4,1}{N\ 11-13}$	27,4	2,6	Ед. з.
Биотитовый	63,6	$\frac{9,1}{N\ 10-13}$	22,5	—	—
Крупнозернистый нефелиновый сиенит	66,3	$\frac{2,4}{N\ 7}$	27,7	1,8	—
Среднезернистый	70,0	0,3	22,8	3,1	+
Среднезернистый, канкринитизированный	61,5	$\frac{1,3}{N\ 5}$	23,7	3,8	+
Тонкозернистый относительно темный	53,3	8,6	29,6	8,2	+
То же	51,5	6,3	28,9	10,9	+
"	52,0	9,0	31,5	7,0	+
Среднее	57,7	7,6	26,7	4,6	+

размером 450×200 м. Они вытянуты в субширотном направлении и состоят преимущественно из нефелиновых сиенитов (фойяиты, рис. 16), с небольшими участками биотитовых щелочных сиенитов. На северо-востоке массива их сопровождают фенитизированные

гранитоиды. Контакты этих щелочных пород с вмещающими породами — четкие. Щелочные породы Тозбулака прорваны гранитами мелкозернистого строения, содержащими турмалин. Петрографическая характеристика щелочных пород и распределение в них аксессуариев приведены в табл. 14, 15.

Таблица 14

массива			Аксессуарные минералы	Вторичные минералы
биотит	магнетит	канкринит		
3,8	1,7	+	Магнетит, апатит	Пертит, канкринит, серицит
1,0	+	+	Те же	Те же
Ед. з.	Ед. з.	5,5	Магнетит, кальцит	Пертит, канкринит
10,8	1,9	8,7	Магнетит, апатит, циркон	Те же
Ед. з.	+	—	Апатит	Пертит, серицит
5,9	1,0	—	Магнетит	Те же
Ед. з.	—	2,3	Апатит, кальцит	Канкринит, серицит, пертит
3,1	0,6	2,3		
+	0,4	—	Магнетит, апатит, циркон	Пертит, серицит
3,4	1,1	—	Магнетит, апатит	Пертит
1,2	+	+	Магнетит, апатит, циркон	Те же
1,2	2,5	—	Магнетит, апатит	Пертит, серицит
1	0,5	6,6	Магнетит, апатит	Пертит, канкринит, серицит
			Апатит, магнетит	Пертит, серицит
+	0,4	—		
+	0,9	1,3	Те же	Те же
—	0,5	—		
0,7	0,8	0,9		

Четвертая фаза. Ее представляют мелкозернистые граниты Тозбулака с турмалином, образующие мелкие штоки в основном в центральных частях массива. Контакт с вмещающими породами

интрузивный. Петрографическая характеристика их приводилась ранее (А. К. Каюмов, 1969).

Химический анализ светло-зеленовато-серого нефелина из Тозбулака показал, что SiO_2 — 45,04%, TiO_2 — 0,00, Al_2O_3 — 33,40, Fe_2O_3 — 0,60, FeO = 0,00, MnO — 0,00, MgO — 0,37, CaO — 1,6, Na_2O — 12,09, K_2O — 5,27, H_2O — 1,48, CO_2 — 0,00, сумма — 99,85.

Кристаллохимическая формула нефелина: $\text{K}_{0,62} (\text{Na}_{2,2}, \text{CaO}, 16)_{2,36} (\text{Al}_{3,6}, \text{Fe}_{0,04}, \text{Mg}_{0,04})_{3,68} \text{Si}_{4,1}, \text{O}_{16}$.

Акцессорные минералы в породах Тозбулакского массива, г/т

Минерал	Диориты		Крупнозернистые граниты			Порфировидные граниты	
	неизмененные	гранитизированные	неизмененные	гибридные	гранитизированные	неизмененные	гибридные
Магнетит	0,8	Ед. з.	—	0,6	—	—	—
Ильменит	4005,8	800,8	—	81,2	—	—	2,3
Сфен	125,6	9,2	—	—	—	—	90,6
Лейкоксен	Ед. з.	—	—	—	—	—	—
Апатит	387,2	292,0	15,4	43,1	1,7	3,2	20,3
Пирит	Ед. з.	Ед. з.	Ед. з.	—	—	Ед. з.	Ед. з.
Халькопирит	Ед. з.	—	—	—	Ед. з.	—	Ед. з.
Циркон	82,3	441,0	33,1	192,2	0,7	64,2	41,6
Монацит	—	—	20,8	15,8	0,3	—	—
Ксенотим	—	—	4,8	—	—	Ед. з.	—
Торит	—	—	16,7	7,1	—	1,0	49,0
Ортит	—	1,0	18,8	53,8	1,0	3,4	—
Рутил	—	—	—	—	Ед. з.	—	—
Касситерит	—	—	—	—	—	—	—
Турмалин	—	—	—	—	—	—	—
Спессартин	—	—	—	—	—	—	—
Флюорит	Ед. з.	—	0,1	Ч. з.	—	0,4	0,2
Галенит	—	—	—	—	—	—	Ч. з.
Гематит	—	—	—	—	—	—	—
Корунд	—	—	—	—	—	—	—

Химический состав нефелина из тозбулакских сиенитов близок к среднему типу, по П. Н. Чирвинскому.

Таким образом, в породах щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня широко распространены постмагматические процессы — альбитизация, содалитизация, либнеритизация, карбонатизация, флюоритизация, окварцевание, турмалинизация, хлоритизация, эпидотизация, серицитизация и другие. Нефелин легко изменяется в результате вторичных процессов и переходит в содалит, карбонат, кальцит, либнерит. Эти процессы получили широкое развитие в нефелиновых сиенитах Зардалека, Джилису и Суртеке. Содалитизации сопутствует появление пирита, флюорита и ряда других гидротермальных минералов. Бесформенные голубые зерна сода-

лита размером до 1 мм выделяются в нефелиновых сиенитах и пегматитах. Макроскопически они имеют голубую окраску, в шлифах — бесцветны, показатель преломления содалита: $N=1,484$; химический состав следующий: SiO_2 — 37,47%, TiO_2 — сл., Al_2O_3 — 31,07, Fe_2O_3 — 0,32, CaO — 0,82, MgO — 0,25, K_2O — 0,56, Na_2O — 23,14; $F=0,18$, SO_3 — сл., п. п. п. — 0,41%, H_2O — 0,08%, сумма — 98,48% (Кульп).

Таблица 15

Фенитизированные гранитоиды	Щелочные породы		Междозерные граниты	Граниты-аплиты и пегматиты		Гранит-аплит междозерных гранитов	Диорит-порфирит, спессартит
	нефелиновый сиенит	щелочной биотитовый сиенит		неизменные	измененные		
++	12101	13,7	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
+	—	—	—	—	—	—	+
++	45 5	Ед. з.	44,3	8,1	8,5	+	144,1
—	Ед. з.	—	—	0,1	—	—	25,3
—	Ед. з.	—	—	Ед. з.	—	—	—
556.0	Ед. з.	Ед. з.	4,1	0,9	Ч. з.	+	1,7
—	—	—	Ед. з.	1,3	—	Ч. з.	—
—	Ед. з.	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1,5	—	—	—
+	—	—	—	0,1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,9	—	0,7	—	—
—	—	—	554,1	Ед. з.	—	13439,8	—
—	—	—	—	—	14208,8	—	—
—	—	—	25,0	—	0,7	Ч. з.	—
—	—	—	—	Ед. з.	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	+
—	0,1	1464,1	—	—	—	—	—

По калиевым полевым шпатам под действием вторичных процессов развиты пелитизация и альбитизация. Альбитизация широко распространена в контактовых зонах интрузии Джилису, Ходжаачкан и Суртеке. С ней часто связано редкометальное оруденение (Джилису и Суртеке). В зонах интенсивной альбитизации происходит концентрация ниобия, тантала, тория, урана, циркония, редких земель, фтора, цезия и других редких элементов. В результате альбитизации сланцев образуются разнообразные породы — от слабоальбитизированных сланцев до существенно альбитизированных пород и альбититов.

В пространственной связи с альбитизацией отмечается слабая флюоритизация.

Окварцевание и турмалинизация развиты лишь в пределах кислых пород (интрузии Ходжаачкан и Кульп).

Окварцеванию подвергнуты апикальные части интрузивных тел гранитов и кварцевых сиенитов. Оно часто сопровождается турмалинизацией, которая связана лишь с гранитами заключительной фазы интрузий Ходжаачкан и Кульп. Хлоритизация интенсивно развита в сиенитах. Хлорит образуется по эгирину и амфиболу. Карбонатизация захватывает нефелин щелочных пород. В роговиках и гибридных породах новообразования выражены в появлении волластонита.

Каждая ассоциация щелочных пород имеет специфический набор аксессуарных минералов. Например, в интрузиях, где нефелиновые сиениты ассоциируются с габброидами, встречаются такие аксессуарные минералы, как циркон, апатит, сфен, киноварь, магнетит, флюорит, пирит, халькопирит, арсенопирит, антимонит, сфалерит, галенит (интрузия Зардалек). В интрузиях, где нефелиновые сиениты ассоциируются с гранитами и кварцевыми сиенитами, присутствуют циркон, циртолит, пироклор, торит, бастнезит, паризит, флюорит, магнетит, астрофиллит, пирит, галенит; в интрузиях, где нефелиновые сиениты сопровождают обычные гранитоиды, обнаружены циркон, апатит, монацит, гранат, турмалин и другие. Для щелочных пород, насыщенных окисью калия, характерно высокое содержание бадделейта.

В щелочных и субщелочных породах Южного Тянь-Шаня установлены более 100 минералов (полевые шпаты, кварц, различные темноцветные, среди аксессуарных минералов — циркон, циртолит, бадделейт, монацит, пироклор, паризит, ортит, бастнезит, торит, торрианит, оранжит, сфен, лейкоксен, апатит, бритоцит, астрофиллит, киноварь, анатаз, рутил, брукит, флюорит, магнетит, гематит, пирит, халькопирит, арсенопирит, малахит, антимонит, пирротин, сфалерит, молибденит, галенит, ильменит, кераргирит, висмутин, вульфенит, шеелит, барит, церуссит, топаз, гранат, турмалин и другие) (см. табл. 4). Выделяются некоторые типоморфные минералы. Такими являются пироклор, астрофиллит и другие в интрузиях Ходжаачкан и Джилису, шеелит — для Исфайрама, киноварь, гранат и пирит — для Зардалека; характерно присутствие граната в нефелиновых сиенитах Ходжаачкана, Джаманджара и Зардалека.

Глава V.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИИ

Петрохимические особенности. Породы 20 щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня охарактеризованы по 170 силикатным анализам, в том числе 50 по материалам А. К. Каюмова.

Для северной группы интрузий (Зардалек, Суртеке, Исфайрам) выполнено 68 анализов (табл. 16, 17), для центральной (Джилису и Ходжаачкан) — 24 анализа (табл. 18, 19) и для южной (Джаманджар, Тозбулак) — 70 анализов (табл. 20), причем приведена лишь часть. Проанализировано также 39 образцов породообразующих минералов (см. табл. 8). Амфиболы и биотиты из нефелиновых сиенитов Ходжаачкан, Джилису и Суртеке имеют высокую железистость (90—98%), а из интрузии Зардалек — пониженную (55—70%).

Химические анализы пересчитаны по способу А. Н. Заварицкого (1941, 1950). По методике Е. Д. Андреевой и др. (1978) составлена диаграмма химических составов горных пород щелочных интрузий (рис. 17). Для сравнения приведены данные о средних типах пород, по Дэли.

Результаты химических анализов свидетельствуют о петрохимической близости пород изученных щелочных интрузий. В интрузии Зардалек габброиды первой фазы сопоставимы со средним типом соответствующего семейства, от которого отличаются повышенным уровнем алюмосиликатов щелочей, меньшим количеством кремнезема и свободного кварца. Это обусловлено высоким содержанием в них основного плагиоклаза (лабрадор) и темноцветных минералов (около 50%), последующим развитием серицита, кальцита, эпидота и других вторичных минералов. Во всех изученных породах свободный кварц отсутствует. В направлении от габброидов ранних фаз к нефелиновым сиенитам происходит увеличение содержания щелочей и кремнезема, уменьшение роли окиси и закиси железа, окисей кальция и магния. Нефелиновые сиениты отличаются высоким значением индекса щелочных алюмосиликатов (25—30) и низкими величинами «в» и «с». Нефелиновые сиениты отличаются натриевым «характером», т. е. натрий в них преобладает над калием. Содержание глинозема достигает 23%. В отличие

от среднего типа отмечается более высокое содержание полевошпатовой извести («с»), высокий параметр щелочных алюмосиликатов («а») и цветных силикатов («в»), меньшее содержание кремнезема.

Для монзонитов интрузии Суртеке также установлена их близость к средним типам пород соответствующего семейства, но в них уменьшаются известковистость и общее количество кремнезема (в том числе свободного), повышается значение параметра щелочных алюмосиликатов и цветных силикатов. В указанном направле-

Химические анализы щелочных пород из интрузии Зардалек, вес. %

Компонент	Номер							
	145	154	167	148	172	196	211	161
SiO ₂	44,90	45,23	47,79	48,41	55,45	55,54	57,08	53,08
TiO ₂	0,80	0,63	0,55	0,46	0,60	0,62	0,13	0,13
Al ₂ O ₃	17,00	18,08	20,70	20,25	20,68	18,44	8,17	23,63
Fe ₂ O ₃	4,55	4,99	3,34	3,24	2,61	0,86	1,72	0,47
FeO	5,32	7,56	3,66	4,74	3,45	3,95	2,80	1,53
MnO	0,17	0,22	0,18	0,20	0,13	0,09	0,07	0,08
MgO	5,00	3,00	2,40	2,20	1,90	3,00	2,60	0,50
CaO	14,30	13,18	13,18	8,69	8,55	7,01	6,17	3,36
Na ₂ O	2,56	2,72	2,90	3,40	4,10	5,20	4,72	7,52
K ₂ O	3,00	4,16	3,45	5,88	4,60	3,66	4,60	7,52
P ₂ O ₅	0,38	0,39	0,41	0,30	0,21	0,25	0,23	0,05
SO ₃	0,45	0,10	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,13
CO ₂	0,24	0,33	0,00	0,72	0,33	0,24	0,30	0,38
± H ₂ O	1,24	1,60	1,20	0,96	0,82	0,50	0,34	1,10
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	99,91	101,79	99,76	99,45	99,45	99,36	99,43	99,71

Примечание. Обр. № 145, 154—габбро, 167, 148, 172, 196, 211—сиенит (по Дэли), 24—эссекит (по Дэли), 25—сиенит (по Дэли), 26—фойяит (по Дэли).

нии резко повышается также содержание суммы щелочей и кремнезема, убывает содержание окиси кальция, магния и железа. По всем характеристикам нефелиновые сиениты близки к средним типам пород этого семейства. Кварцевые сиениты заключительной фазы характеризуются высокой глиноземистостью, суммарным кремнеземом (в том числе свободного кварца), низкими содержаниями извести и цветных силикатов («в»).

Нефелиновые сиениты первой фазы интрузии Джилису, Ходжаачкан и других характеризуются обогащенностью кремнеземом, в том числе свободным кварцем, повышенной известковистостью и обедненностью щелочными алюмосиликатами, меньшей магnezильностью по сравнению со средним типом пород этого семейства. Натрий в них преобладает над калием. Железистость высокая. Турмалинсодержащие граниты заключительной фазы также

насыщены кремнеземом и имеют высокие значения величин Q, S. Эти граниты отличаются высокой глиноземистостью («а») и обогащенностью щелочными алюмосиликатами, что, видимо, связано частично со значительным развитием в них процессов турмалинизации и мусковитизации. Степень магнезиальности, железистости и величина цветных силикатов изученных гранитов несколько выше, чем у средних типов, по Дэли.

Нефелиновые сиениты Джаманджара отличаются от средних типов фойяитов и нефелиновых сиенитов более высоким содержа-

Таблица 16

образца									
162	163	202	206	220	221	23	24	25	26
51,35	55,56	61,22	48,99	50,19	54,84	48,24	48,64	60,19	56,11
0,10	0,11	0,10	0,15	0,12	0,97	1,86	0,67		0,45
23,45	21,93	24,12	25,50	24,08	22,01	17,88	17,96	16,28	21,33
1,04	0,42	0,98	0,79	2,04	1,29	3,16	3,31	2,74	1,87
0,97	1,08	0,93	1,00	0,79	1,00	5,95	5,58	3,28	1,47
0,09	0,05	0,06	0,06	0,09	0,07	0,13	0,19	0,14	0,05
0,40	0,40	0,20	0,40	0,40	0,30	7,51	4,00	2,49	0,55
3,36	2,80	3,36	3,36	4,77	3,93	10,99	8,99	4,30	1,72
8,70	7,04	8,00	9,20	8,32	6,60	2,55	4,30	3,98	8,48
7,68	7,88	8,64	7,88	7,30	7,50	0,89	2,28	4,49	6,46
0,05	0,03	0,05	0,05	0,07	0,05	0,28	0,65	0,28	0,01
0,27	0,22	0,17	0,47	0,42	0,27	—	—	—	—
0,46	1,26	0,68	0,74	0,16	0,11	—	—	—	—
1,76	0,86	0,92	0,94	0,68	1,38	1,45	1,34	1,16	4,50
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,73	99,42	99,44	99,48	99,46	99,47				

нит, 172, 161, 162, 163, 202, 220, 221—нефелиновый сиенит, 23—габбро
Анализы выполнены в химической лаборатории САИГИМСа МГ УзССР.

нием извести, повышенной железистостью и магнезиальностью, наличием свободного кварца, положенным количеством алюмосиликатных щелочей. Содержание глинозема в них достигает 23%, щелочей — 15%. Натрий, как правило, преобладает над калием. В породах ранних фаз (диориты, монзониты) отмечено больше извести, щелочных алюмосиликатов и повышенная железистость, меньше окиси магния и цветных силикатов по сравнению со средними типами пород этого семейства.

В нефелиновых сиенитах Южного Тянь-Шаня содержание окиси и закиси железа почти одинаково.

Следовательно, нефелинсодержащие породы интрузии Зардалек характеризуются пониженным содержанием кремнезема, высокой концентрацией кальция и магния, интрузий Джилису, Ходжаачкан и других — высоким содержанием кремнезема и повышенной

Таблица 17

Химический анализ пород из интрузии Суртеке, вес. %

Компонент	Номер образца									
	1	5	7	9	11	19	44	77	1а	2
SiO ₂	51,30	56,59	55,40	56,33	56,63	51,36	53,36	73,33	56,12	62,0
TiO ₂	1,30	0,23	0,19	0,22	0,24	0,71	1,10	0,22	1,10	0,57
Al ₂ O ₃	16,20	22,50	22,00	21,78	21,20	17,64	17,46	14,04	16,96	17,44
Fe ₂ O ₃	3,17	2,71	0,31	0,55	0,69	1,79	1,11	0,16	2,93	2,06
FeO	6,83	0,90	2,87	2,84	2,80	7,62	7,11	1,44	4,01	2,68
Mn	0,18	0,07	0,09	0,09	0,07	0,23	0,14	0,02	0,16	0,12
MgO	2,58	0,40	0,16	0,32	0,28	1,45	2,34	0,40	3,27	0,91
CaO	7,73	1,34	1,57	1,46	1,62	5,94	6,50	0,89	6,50	2,26
Na ₂ O	3,90	4,00	8,40	7,28	7,60	5,60	4,48	3,32	3,67	5,86
K ₂ O	5,00	9,00	7,50	7,50	8,00	6,60	4,56	5,60	3,76	5,17
P ₂ O ₅	0,36	0,03	0,04	0,03	0,04	0,17	0,25	0,03	0,47	0,17
CO ₂	0,33	0,91	0,85	0,61	0,00	0,03	0,11	0,33	—	—
П. п. п.	1,10	1,44	0,64	1,50	0,92	1,20	1,04	0,46	1,05	0,76
Σ	99,99	100,12	00,02	100,71	100,09	99,34	99,46	100,24	—	—

Примечание. Обр. № 1, 2—монзонит, 5, 7, 9, 11—нефелиновый сиенит альбитизированный, 19—меланократовый; 44, 47—измененный; 77—кварцевый сиенит; 1а—монзонит (по Дэли). Анализы выполнены в химической лаборатории САИГИМСа МГ УзССР.

Таблица 18

Химический анализ пород из интрузий Джилису, вес. %

Компонент	Номер образца									
	265	241	247	248	252	260	264	202	1	5
SiO ₂	60,90	60,83	57,36	52,84	56,20	55,80	57,70	62,28	52,99	54,63
TiO ₂	0,80	0,25	0,07	0,30	0,28	0,14	0,26	0,90	0,35	0,86
Al ₂ O ₃	17,82	19,42	21,12	21,48	21,01	22,32	22,50	15,84	23,19	19,89
Fe ₂ O ₃	0,12	1,72	0,53	0,65	1,89	1,83	1,52	2,69	2,33	3,37
FeO	4,67	2,08	0,75	2,87	1,72	1,22	1,51	1,72	1,81	2,20
MnO	0,05	0,10	0,03	0,09	0,09	0,08	0,05	0,73	0,09	0,35
MgO	2,30	2,40	0,10	0,30	0,40	0,30	0,20	0,26	0,69	0,87
CaO	5,89	1,40	1,96	3,08	0,98	1,12	0,84	2,58	2,92	2,51
Na ₂ O	2,40	7,20	9,15	8,00	8,00	11,40	11,50	10,00	6,72	8,26
K ₂ O	3,92	5,20	6,80	6,80	7,34	7,70	3,60	2,00	5,41	5,46
P ₂ O ₅	0,21	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	—	0,25
SO ₃	0,00	0,10	0,05	0,13	0,02	0,08	0,01	0,00	—	—
CO ₂	0,05	0,19	1,56	1,62	0,83	0,40	0,05	0,05	0,22	—
±H ₂ O	0,94	0,66	1,32	1,80	0,82	0,80	0,36	0,32	1,64	1,35
Σ	100,1	99,57	100,22	100,09	99,65	100,15	00,12	99,39	99,41	—

Примечание. Обр. № 265—гранодиорит, 241, 247, 248, 252, 260—нефелиновый сиенит, 264—альбитизированный, 267—альбитизированный сланец, 1—нефелиновый сиенит, (Т. Н. Ифантопуло, 1975); 5—нефелиновый сиенит (по Дэли). Анализы выполнены в лаборатории САИГИМСа.

железистостью в сравнении со средними типами. Щелочные породы Южного Тянь-Шаня проявляют отчетливо натриевый характер. В интрузии Зардалек щелочность их резко увеличивается от пород ранней фазы к породам поздних фаз (нефелиновым сиенитам); в интрузиях Джилису и Ходжаачкан, наоборот, щелочность уменьшается — от нефелиновых сиенитов ранней фазы к гранитам завершающей. Известковистость уменьшается в направлении от пород ранних фаз (Зардалек и Суртеке) к нефелиновым породам третьей фазы. Турмалиносодержащие граниты заключительной фазы (Ходжаачкан и др.) отличаются высоким содержанием глинозема и окиси магния.

Высокая железистость нефелиновых пород Южного Тянь-Шаня выражается в повышенном содержании магнетита.

Таблица 19

Химический анализ пород интрузии Ходжаачкан, вес. %

Компонент	Номер образца				
	272	275	1	2	3
SiO ₂	54,96	58,57	54,63	60,19	70,18
TiO ₂	0,35	0,45	0,86	0,67	0,39
Al ₂ O ₃	21,05	20,34	19,89	16,28	14,47
Fe ₂ O ₃	1,67	1,00	3,37	2,74	1,57
FeO	1,11	1,18	2,10	3,28	1,78
MnO	0,00	0,08	0,35	0,14	0,12
MgO	0,70	0,40	0,87	2,49	0,88
CaO	3,79	2,52	2,51	4,30	1,99
Na ₂ O	6,72	6,40	8,26	3,98	3,48
K ₂ O	8,80	6,680	5,46	4,49	4,11
P ₂ O ₅	0,10	0,05	0,25	0,28	0,19
SO ₃	0,00	0,00	—	—	—
CO ₂	0,65	0,63	—	—	—
±H ₂ O	0,60	0,50	1,35	1,16	0,84
П. п. п.	—	—	—	—	—
Σ	92,53	99,72	—	—	—

Примечание. Обр. № 272—меланитовый нефелиновый сиенит, 275—нефелиновый сиенит, 1—нефелиновый сиенит (по Дэли), 2—кварцевый сиенит (по Дэли), 3—гранит (по Дэли). Анализ выполнен в химической лаборатории САИГИМСа МГУ СССР.

Таким образом, несколько изменяющиеся соотношения кремнезема, глинозема, окиси натрия, калия, железа, магния и кальция играют важную роль в химизме определенных интрузий. Вместе с тем небольшие количественные изменения главных петрогенных элементов проявляются на определенных этапах развития щелочного магматизма. Так, кальций, магний и железо играли существенную роль в первую фазу формирования щелочных интрузий Зардалек, Суртеке, Исфайрам, Джаманджар (габброиды), а натрий, алюминий и железо — в последующую фазу (нефелиновые сиениты) и т. д.

Фтор, ртуть и уран в породах интрузии Исфайрам и Джаманджар оказались в следующем количестве, вес. %:

Порода	$F, n \times 10^{-4}$	$Hg, n \times 10^{-6}$	$U, n \times 10^{-4}$
	Исфайрам		
Кварцевый диорит	17,0	7,1	8,7
Граносиенит	15,0	4,2	8,0
	8,0	3,5	10,0
Сиенит	7,0		3,5
Гранит	15,0	1,4	4,2
	8,0	3,3	6,5
Граносиенит	10,0	1,4	5,7
	7,0	3,8	5,6
	13,0	7,1	5,2
Джаманджар			
Кварцевый диорит	8,0	3,0	1,7
Диорит	7,0	7,1	5,2
Кварцевый диорит	7,0	8,4	4,2
	10,0	2,6	3,5
Нефелиновый сиенит	8,0	6,4	3,5
Кварцевый монзонит	5,0	3,9	6,0
Кварцевый монзонит	5,0	3,3	2,7
Нефелиновый сиенит	6,0	6,9	5,2
	10,0	13,0	6,0
	15,0	12,0	8,7
Сиенит	8,0	4,6	5,5

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях САИГИМСа (ртуть) и ИГИГ им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР

Таблица 20

Химический анализ пород из интрузии Джаманджар, вес. %

Компонент	Номер образца (в примечании)									
	1	2	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	41,20	47,74	53,78	49,74	53,72	54,80	45,86	54,63	45,61	48,64
TiO ₂	0,33	0,19	0,32	0,47	0,20	0,18	0,2	0,86	—	1,86
Al ₂ O ₃	15,70	22,26	19,19	18,62	23,63	22,88	18,60	19,89	27,76	17,96
Fe ₂ O ₃	3,07	2,16	2,43	2,60	1,19	1,02	3,67	3,37	3,67	4,31
FeO	7,30	4,52	3,90	6,97	1,97	1,65	4,91	2,20	0,50	5,58
MnO	0,31	0,14	0,21	0,24	0,09	0,08	0,30	0,35	0,15	6,19
MgO	1,61	0,87	0,30	1,52	0,22	0,10	1,20	0,87	0,19	4,00
CaO	14,90	7,61	6,31	9,01	2,99	2,12	8,02	2,51	1,73	8,89
Na ₂ O	2,46	4,21	4,78	3,59	7,21	6,87	2,91	8,26	16,25	4,30
K ₂ O	5,77	5,52	5,67	3,38	7,74	8,16	5,47	5,46	3,72	2,28
P ₂ O ₅	0,30	0,17	0,21	0,29	0,06	0,07	0,40	0,25	—	0,65
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	1,35	0,42	1,34
П. п. п.	7,08	5,00	2,21	2,84	1,20	1,42	7,90	—	—	—
Σ	100,03	100,39	99,30	99,28	100,12	99,35	99,45	—	—	—

Примечание. Таблица составлена по данным Р. Д. Гаврилина (1959 г.): 1—нефелиновый сиенит, 2—уртит, 4—нефелин-содалитовый сиенит, 5—эссексит, 6—жильный лейкократовый нефелин-канкринитовый сиенит-порфир, 7—жильный лейкократовый канкринитовый сиенит, 8—жильный нефелин-канкринитовый сиенит-порфир, 9—нефелиновый сиенит (по Дэли), 10—уртит, 11—эссексит (по Дэли).

Различным типам пород Тозбулакского массива свойственны пониженное содержание суммы натрия и калия и повышенное — кремнезема и кальция. Содержание глинозема в породах ранних фаз (гранитоиды) сравнительно низкое, а поздних фаз — в щелочных породах и мелкозернистых гранитах резко возрастает.

Таблица 21

Элементы-примеси в породах интрузии Зардалек по данным химического анализа, вес. %

Порода	K	Na	Zl $n \times 10^{-3}$	Rb $n \times 10^{-2}$	Cs $n \times 10^{-3}$	Ga $n \times 10^{-3}$
Габбро	2,36	1,96	2,5	0,7	0,5	1,2
	2,54	1,96	2,0	0,45	0,5	1,1
	3,72	2,00	4,0	1,05	0,5	1,4
Габбро (пегматит)	2,72	1,08	3,0	1,0	2,0	1,3
	2,20	1,20	3,5	0,6	0,5	1,6
Щелочной сиенит	4,16	2,44	2,5	0,65	1,0	1,2
	4,72	2,60	3,5	1,15	1,0	1,3
Сиенит-аплит	8,80	4,80	3,0	2,80	1,0	2,5
Сиенит	2,84	3,60	3,00	0,0	0,0	1,7
	1,92	0,36	4,0	1,3	1,5	1,4
Нефелиновый сиенит	3,60	3,44	4,0	1,5	1,15	2,4
	6,60	5,34	2,0	1,5	0,5	1,1
	6,00	5,60	5,0	1,5	1,5	2,3
	6,00	6,20	9,0	1,85	1,0	2,7

Порода	F $n \times 10^{-3}$	Hg $n \times 10^{-6}$	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	U $n \times 10^{-3}$	Th $n \times 10^{-3}$
Габбро	4,0	54,0	0,85	0,20	2,7	0,92
	6,0	52,0	0,83	0,30	4,2	1,05
	14,0	2,6	0,65	0,0	16,2	0,92
Габбро (пегматит)	4,0	1,0	1,50	0,1	2,0	0,7
	0,8	—	0,95	0,1	5,2	1,56
Щелочной сиенит	4,0	49,0	0,58	0,2	5,2	0,8
	12,0	—	0,50	0,2	13,5	2,51
Сиенит-аплит	14,0	—	0,12	0,0	77,0	1,65
Сиенит	11,2	2,0	0,62	0,5	5,5	1,15
	4,0	2,0	0,31	0,1	2,0	0,87
Нефелиновый сиенит	7,6	1,2	0,58	0,0	7,0	0,94
	2,0	33,0	0,28	0,2	5,5	1,78
	14,0	1,3	0,16	0,0	45,5	0,75
	2,0	3,0	0,14	0,00	40,5	1,95

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории САИГИМСа МГ УЗССР.

Как щелочноземельные, так и щелочные породы имеют натриевый характер ($p > 50$), за исключением кислых существенно калиевых. Гранитоиды ($p < 50$) при этом выделяются более высоким содержанием окиси кальция по сравнению со средними типами пород этого семейства. Величина окисленности железа в диоритах

и щелочных породах выше, чем в средних типах соответствующих пород.

Геохимические особенности. В породах и минералах описанных щелочных интрузий присутствуют многочисленные элементы-примеси: литий, рубидий, цезий, бериллий, барий, стронций, галлий, германий, фосфор, титан, ванадий, хром, никель, скандий, цирко-

Т а б л и ц а 22

Элементы-примеси в минералах из пород интрузии Зардалек по данным спектрального анализа, вес. %

Минерал	Tl	Cr	Zr	Nb	Cu	Ga	Y	La
Биотит (нефелиновый сиенит)	0,1	—	0,006	0,005	0,001	0,003	—	—
Пироксен	0,3	—	0,03	0,001	0,001	0,001	0,001	0,01
"	0,3	0,003	0,30	0,010	0,001	0,003	—	—
Амфибол+пироксен (щелочной сиенит)	1,0	0,01	0,01	—	0,001	0,003	0,003	0,003
Темноцветные минералы (нефелиновый сиенит)	0,3	—	0,03	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003
Гранат (нефелиновый сиенит)	0,3	—	0,01	—	0,001	0,001	—	—
Калиевый полевой шпат (щелочной сиенит)	0,1	0,003	0,001	—	0,001	0,001	—	—
" (габбро)	0,06	0,001	0,003	—	0,001	0,001	—	—
" (нефелиновый сиенит)	0,01	—	0,001	—	0,001	0,003	—	—
"	0,03	—	0,001	—	0,001	0,010	—	—
"	0,01	0,001	0,001	—	0,001	0,010	—	—
"	0,01	0,001	0,001	—	0,001	0,003	—	—
"	0,01	0,003	0,001	—	0,001	0,004	—	—
"	0,03	0,003	0,001	—	0,001	0,001	—	—
(габбро)	0,006	0,003	0,001	—	0,001	0,001	—	—
(нефелиновый сиенит)	0,006	0,001	0,001	—	0,001	0,003	—	—
(сиенит)	0,060	—	0,01	—	0,001	0,006	—	—
(нефелиновый сиенит)	0,030	0,001	0,001	—	0,001	0,006	—	—
(сиенит)	0,003	0,001	0,001	—	0,001	0,003	—	—
Плагиоклаз (габбро)	0,030	0,003	0,003	—	0,003	0,006	—	—

Примечание. Анализы (пробы по каждому минералу) выполнены в лабораториях САИГИМСа Литий (0,006%), торий (0,003%) присутствуют соответственно в биотите и амфиболе+пироксене.

ний, гафний, уран, торий, ниобий, тантал, медь, свинец, цинк, олово, вольфрам, молибден, ртуть, сурьма, мышьяк, иттрий, редкие земли и др. (табл. 21—29).

Содержание урана в минералах двух интрузий оказалось следующим: в Исфайраме биотит (диорит) 3,5, биотит (гранит) — 6,5, 13,2, 5,7, кварц (гранит) — 0,4, 1,5, калиевый полевой шпат — 0,4,

Элементы-примеси в минералах из интрузий Джилису по данным спектрального анализа, вес. %

Минерал	Ti	Cr	Zr	Nb	Cu	Ga	Zl	Y	Yb	Za
Биотит (нефелиновый сиенит)	0,6	—	0,01	0,010	0,001	0,010	0,06	—	—	—
"	0,6	—	0,01	0,010	0,001	0,010	0,10	—	—	—
(гранодиорит)	1,0	0,006	0,01	0,003	—	0,003	—	—	—	—
Амфибол (нефелиновый сиенит)	0,30	—	0,003	0,005	—	0,003	—	—	—	0,01
"	0,60	—	0,030	0,010	—	0,003	—	0,006	0,001	0,01
(гранодиорит)	0,30	0,01	0,01	—	0,001	0,001	—	0,01	0,001	—
Эгирин (альбитизированная порода)	0,60	0,003	0,30	0,01	0,001	0,003	—	—	—	—
Астрофиллит (альбитизированная порода)	3,0	—	0,03	0,30	0,001	0,001	—	—	—	—
Бастнезит (нефелиновый сиенит)	—	—	0,3	—	0,15	—	—	0,5	0,005	1,0
Циртолит	—	—	3,0	—	0,15	—	—	1,0	0,030	—
"	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,040	—
Торит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пироклор	0,05	—	—	0,15	0,15	—	—	—	—	—
Нефелин (нефелиновый сиенит)	0,01	0,001	0,003	—	0,006	0,010	0,01	—	—	—
(по 1 пробе из каждого минерала)										
Полевой шпат (гранит)	0,01	0,003	0,003	0,003	0,001	0,006	—	—	—	—
"	0,01	0,003	0,003	0,005	0,001	0,010	0,01	—	—	—
"	0,03	0,003	0,006	—	0,001	0,006	—	—	—	—
(альбитизированная порода)	0,03	0,003	0,030	0,01	0,001	0,030	0,01	—	—	—
Плагиоклаз (нефелиновый сиенит)	0,01	0,003	0,006	0,005	0,005	0,011	—	—	—	—
"	0,01	0,003	0,030	0,030	0,001	0,01	—	—	—	—
(гранит)	0,03	0,003	0,010	—	0,001	0,006	—	0,001	—	—
(альбитизированная порода)	0,01	0,003	0,010	0,01	0,001	0,030	—	—	—	—
Альбит (нефелиновый сиенит)	0,01	0,003	0,001	—	—	0,01	—	—	—	—
"	0,01	0,001	0,006	0,005	0,001	0,010	0,01	—	—	—
Кварц+полевой шпат	0,01	0,003	0,010	—	0,001	0,001	—	—	—	—

Примечание. Анализ (по 1 пробе из каждого минерала) выполнен в лаборатории САИГИМСа. Обнаружен деций в бастнезите (1,0%), гафний, торий—в циртолите, торите (0,5—1%),

0,3, плагиоклаз (диорит) — 6,0, плагиоклаз (гранит) — 1,5, 1,8, в Джаманджаре плагиоклаз (биотит) — 8,1, 2,7, калиевый полевой шпат (кварцевый диорит) — 0,3, плагиоклаз (кварцевый диорит) 0,5, 0,5, амфибол+гранат 9,5, нефелин + полевой шпат 0,5

Таблица 24

Элементы-примеси пород из интрузии Джилису и Ходжаачкан, по данным химического анализа, вес. %

Порода	K	Na	Zl $n \times 10^{-3}$	Rb $n \times 10^{-2}$	Cs $n \times 10^{-3}$	Ga $n \times 10^{-3}$
Нефелиновый сиенит альбитизированный	4,40	5,40	5,0	3,25	1,0	3,0
То же	5,80	6,80	7,5	2,55	1,0	2,5
Альбитит	5,80	6,60	2,5	2,90	1,5	3,0
Альбитизированный сланец	1,60	7,20	43,0	0,9	1,5	4,0
Гранодиорит	4,92	7,80	9,0	2,3	1,0	3,8
Нефелиновый сиенит	2,64	1,88	5,0	1,1	1,0	3,3
	6,92	4,80	9,0	2,30	1,5	3,0
	9,96	5,00	5,0	2,45	1,5	2,5

Порода	F $n \times 10^{-2}$	Hg $n \times 10^{-6}$	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅ $n \times 10^{-3}$	U $n \times 10^{-4}$	Gh $n \times 10^{-3}$
Нефелиновый сиенит альбитизированный	45,0	1,9	0,24	0,1	—	50,5	2,15
То же	12,0	—	0,12	0,1	6,0	8,0	0,76
Альбитит	17,0	0,7	0,20	0,1	18,0	17,2	1,15
Альбитизированный сланец	5,0	0,5	0,02	0,0	—	3,5	0,7
Гранодиорит	4,0	—	0,16	0,1	13,0	16,2	0,97
Нефелиновый сиенит	7,0	1,7	0,76	0,3	—	—	—
	5,0	0,6	0,32	0,1	—	3,5	—
	4,0	—	0,40	0,1	—	2,7	—

Примечание. Анализы (по 1 пробе из каждой породы) выполнены в химической лаборатории САИГИМСа. Окись тантала отсутствует.

(анализы выполнены в радиохимическом кабинете ИГиГ им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР).

Особенности распределения ниобия, тантала, урана, тория, редких земель, галлия и др., повышенные концентрации которых обычно связаны со щелочными интрузиями, уже рассмотрены (А. К. Каюмов и др., 1980). Важным полезным компонентом щелочных пород является глинозем (рис. 18—22).

Глинозем. Щелочные породы, особенно богатые нефелином, используются как глиноземное сырье. Количество глинозема в породах щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня достигает 20—24%.

Элементы-примеси в минералах из пород интрузий Зардалек, Джилису и Ходжаачкан по данным химического анализа, вес. %

Минерал	K	Na	Zl п·10 ⁻³	Rb п·10 ⁻³	Cs п·10 ⁻³	Ga п·10 ⁻³
Зардалек						
Биотит (сиенит)	7,80	0,16	13,0	19,5	4,50	3,8
Амфибол (нефелин, сиенит)	7,80	0,60	15,6	16,5	3,00	
(габбро)	2,60	1,34	10,0	1,50	0,70	2,9
(сиенит)	0,52	0,86	5,0	0,75	1,00	1,0
Пироксен (нефелиновый сиенит)	0,42	0,72	10,0	0,80	0,75	3,9
То же	0,72	0,86	15,0	1,40	0,90	
Темноцветной минерал	2,92	1,70	41,0	4,25	1,20	5,1
Амфибол+пироксен						
Магнетит (габбро)	0,28	0,16	3,0	0,75	7,5	2,0
(нефелиновый сиенит)	0,24	0,16	7,0	0,75	9,0	3,8
То же	0,16	0,16	6,0	0,25	4,5	2,8
Калиевый полевой шпат (нефелиновый сиенит)	10,0	1,70	0,0	3,75	2,50	0,7
То же	9,74	2,00	0,00	4,15	1,50	0,8
	9,74	2,48	0,0	4,50	1,50	1,4
	9,00	2,90	0,0	4,25	1,50	1,6
	8,00	3,66	0,0	4,50	2,5	1,5
	9,80	2,90	0,0	4,50	2,5	1,5
	9,74	3,20	0,0	5,0	0,5	1,7
	4,00	11,20	7,5	0,0	0,0	2,3
	4,46	10,00	4,0	1,75	0,5	3,1
Содалит (нефелиновый сиенит)	0,86	18,40	2,5	0,15	0,0	1,4
Джилису						
Биотит (нефелиновый сиенит)	6,90	0,30	60,0	20,75	42,5	5,0
(гранодиорит)	8,00	0,60	625,0	35,00	30,0	8,2
(гранодиорит)	6,00	0,16	30,0	7,0	15,0	3,2
Амфибол (нефелиновый сиенит)	2,32	2,00	18,0	2,0	12,0	2,3
	1,68	2,00	23,0	0,65	12,0	3,2
	0,72	1,52	41,0	4,75	28,5	2,8
(гранодиорит)	0,92	1,00	10,0	0,8	9,0	
Магнетит (нефелиновый сиенит)	0,26	0,30	20,0	3,15	52,0	2,7
Астрофиллит	5,20	1,70	68,0	97,5	450,0	1,5
(гранодиорит)	11,00	1,48	0,0	4,25	2,5	1,1
Калиевый полевой шпат	10,00	3,22	0,0	16,0	2,5	3,6
Плагноклаз (нефелиновый сиенит)	0,72	9,00	5,0	1,35	4,0	1,9
	1,12	9,00	0,0	0,7	0,5	2,6
(гранодиорит)	1,46	3,90	0,0	0,5	0,5	1,8
(альбитизированный сланец)	0,86	9,00	0,0	0,5	0,5	6,5

Минерал	K	Na	Zr $\cdot 10^{-3}$	Rb $\cdot 10^{-3}$	Cs $\cdot 10^{-3}$	Ga $\cdot 10^{-3}$
Нефелин (нефелиновый сиенит)	4,68	11,20	13,0	3,25	0,5	3,9
	2,30	14,0	6,0	0,4	4,0	1,8
Ходжаачкан						
Амфибол (нефелиновый сиенит)	0,36	1,88	12,5	1,10	17,5	1,4
Калиевый полевой шпат	7,20	5,60	2,5	1,75	0,5	1,9

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории САИГИМСа.

Это связано прежде всего с присутствием в них нефелина, в котором в среднем содержится до 32% Al_2O_3 . В нефелиновых сиенитах существенное количество глинозема входит, помимо нефелина, в состав полевых шпатов.

Натрий и калий. По сумме натрия и калия изученные породы существенно отличаются от многих типов кислых, средних, основных и ультраосновных пород. Среднее содержание натрия и калия в них колеблется в пределах 10—13% (см. табл. 21, 24, 25, 27, 29), причем в щелочных породах натрий заметно преобладает над калием (хр. Атбаши). В некоторых типах и разновидностях щелочных пород ранних фаз (монцититы) и некоторых поздних фаз (кварцевые сиениты) общее содержание щелочей колеблется на низком уровне — от 6 до 8%.

Недосыщенность расплавов SiO_2 и повышенная роль щелочей (активных катионов) привели к образованию в щелочных расплавах фальшпатоидов, прежде всего нефелина.

Щелочи концентрируются главным образом в фальшпатоидах щелочных полевых шпатов (калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз), частично в щелочных амфиболах и пироксенах, а также в биотитах (K_2O до 7,4%).

Литий. В щелочных породах в среднем содержится $2,8 \times 10^{-3}\%$ (Turekian, Wedepohl, 1961), столько же и в породах охарактеризованных интрузий Южного Тянь-Шаня — $2—10 \times 10^{-3}\%$. Накопление его связано в основном с вторичными процессами. Так, его количество в альбититах достигает $63 \times 10^{-3}\%$, альбитизированных сиенитах $15—43 \times 10^{-3}\%$ (Джилису) и $18—29 \times 10^{-3}\%$ (Суртеке). В шонкинитах (Ходжаачкан) и в содалитизированных сиенитах (Зардалек) его в 3—7 раз больше, чем в среднем типе пород. Во всех интрузиях Южного Тянь-Шаня главным носителем лития является биотит (до $500 \times 10^{-3}\%$, Джилису), он концентрируется также в астрофиллите ($68 \times 10^{-3}\%$, Джилису) и щелочном амфиболе ($12 \times 10^{-3}\%$).

Рубидий. Среднее содержание рубидия в гранитоидах составляет 0,020%, в габбро — 0,0045% (Виноградов, 1962), в щелочных породах — 0,011% (Turekian, Wedepohl, 1961). В нефелиновых сиенитах (Суртеке) количество рубидия в 3 раза превышает его среднее содержание в гранитоидах (0,0360%). В кларковых количествах (0,020%) рубидий присутствует в щелочноземельных сиенитах и монцонитах (0,020%).

Таблица 26

Элементы-примеси в минералах пород интрузий Исфайрам и Джаманджар по данным спектрального анализа, вес. %

Минерал	Tl	Cr	Zr	Cu	Ga	Zl	Y	Yb	La
Исфайрам									
Биотит (диорит)	1 0	—	0,01	0,001	0,003	0,01	—	—	—
(граносиенит)	0,6	—	0,01	0,001	0,01	0,01	0,001	0,001	—
То же	1,0	—	0,06	0,001	0,003	0,01	—	—	—
Кварц (диорит)	0,06	0,03	0,003	0,003	0,01	—	—	—	—
(граносиенит)	0,10	0,01	0,01	0,003	0,001	—	—	—	—
	0,06	0,01	0,01	0,001	0,001	—	—	—	—
Калиевый полевой шпат (граносиенит)	0,06	0,006	0,003	0,001	0,003	—	—	—	—
То же	0,06	0,003	0,001	0,001	0,003	—	—	—	—
Плагиоклаз (диорит)	0,30	0,003	0,01	0,001	0,003	—	0,003	0,001	—
(граносиенит)	0,10	0,006	0,01	0,001	0,003	—	0,007	—	0,003
То же	0,10	0,003	0,03	0,001	0,010	—	0,001	—	—
Джаманджар									
Биотит (калиевый диорит)	1,0	—	0,03	0,001	0,003	0,01	—	—	—
	1,0	0,003	0,01	0,001	0,006	—	—	—	—
Калиевый полевой шпат	0,1	0,003	0,01	0,001	0,003	—	—	—	—
Плагиоклаз	0,06	0,006	0,006	0,001	0,01	—	0,001	—	—
То же	0,10	0,006	0,010	0,010	0,01	—	0,003	0,001	0,005
Амфибол+гранит	0,60	—	0,03	0,001	0,003	0,01	0,001	0,001	—
Нефелин+полевой шпат	0,06	0,006	0,006	0,003	0,003	—	—	—	—

Примечание. Анализ выполнен в спектральной лаборатории САИГИМСа.

Минералом-концентратором рубидия в породообразующих минералах нефелиновых сиенитов, монцонитов, кварцевых сиенитов и гранитов Южного Тянь-Шаня является также биотит, его концентрация достигает 0,125%, в меньшем количестве он присутствует в калиевом полевом шпате (0,095%) и щелочных амфиболах (0,004—0,020%).

Цезий. Среднее содержание цезия в гранитах составляет 0,0005%, в основных породах — 0,0001% и в ультраосновных —

Таблица 27

Элементы-примеси в минералах из пород интрузии Суртеке по данным химического анализа, вес. %

Минерал	K	Na	Li $n \cdot 10^{-3}$	Rb $n \cdot 10^{-2}$	Cs $n \cdot 10^{-3}$	Cu $n \cdot 10^{-3}$	Nb ₂ O ₅ $n \cdot 10^{-4}$	Ta ₂ O ₅ $n \cdot 10^{-4}$	ZrO ₂	$\Sigma TRn \cdot 10^{-2}$	U $n \cdot 10^{-4}$	Th $n \cdot 10^{-3}$
Биотит (нефелиновый сиенит)	7,40	0,20	16,0	9,0	4,6	0,0	45,0	0,0	1,9	0,77	1,5	0,77
	7,00	0,60	12,5	10,5	4,8	0,0	37,0	0,0	2,2	8,18	4,2	0,79
	7,00	0,20	15,5	10,50	3,8	—	21,0	10,0	1,5	0,22	2,7	0,13
Амфибол (монзонит)	1,60	2,00	8,5	1,50	1,7	2,0	26,0	0,0	3,0	2,47	2,0	0,95
Амфибол (нефелиновый сиенит)	1,92	2,60	8,5	1,75	0,6	0,0	50,0	0,0	14,2	5,10	2,0	0,92
	1,30	3,20	7,5	1,10	2,6	0,0	30,0	0,0	11,0	4,50	2,7	1,0
	1,50	2,00	5,0	0,40	2,8	0,0	28,0	10,0	6,7	1,80	1,5	0,95
Калиевый полевой шпат (нефелиновый сиенит)	9,00	2,80	0,0	3,40	1,2	0,0	5,0	0,0	0,0	0,15	0,5	0,5
	6,68	4,40	0,0	2,00	1,6	0,0	3,0	0,0	0,0	0,48	0,5	0,55
	5,40	8,00	2,5	1,50	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,53	1,5	0,6
То же (граносиенит) (нефелиновый сиенит)	10,70	2,00	0,00	5,50	1,8	—	—	—	—	0,23	2,0	0,55
	10,00	3,40	0,50	3,10	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,43	0,5	0,62
	6,68	4,72	0,38	2,10	1,7	0,0	0,0	0,0	0,7	0,13	0,5	1,0
	7,40	3,60	0,50	2,30	1,7	0,0	0,0	0,0	0,5	0,19	0,5	0,75
Плагиоклаз (монзонит)	1,90	6,80	0,50	1,50	1,9	0,0	0,0	0,0	0,6	1,13	6,0	0,5
Кварц (граносиенит)	0,24	0,14	0,38	0,70	0,07	0,0	0,0	0,0	0,0	0,12	1,5	0,68

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории САИГИМСа.

Элементы-примеси в минералах из пород интрузии Суртеке и Торугарт по данным спектрального анализа, вес. %

Номер образца	Минерал	Ti	Cr	Zr	Nb	Cu	Ga	Y	Yb	La	Li
Суртеке											
4	Амфибол (монцонит)	1	0,003	0,03	0,005	0,001	0,003	0,001	0,001	—	—
6	Амфибол (нефелиновый сиенит)	1	—	0,06	0,01	0,001	0,003	0,001	0,001	—	—
21		1	—	0,06	0,01	0,001	0,001	0,001	0,001	—	—
55	Нефелин (нефелиновый сиенит)	0,01	0,001	0,03	—	0,001	0,01	0,01	0,001	0,01	0,03
4	Калиевый полевой шпат (нефелиновый сиенит)	0,03	0,001	0,003	—	0,001	0,001	—	—	0,01	—
5		0,06	0,001	0,006	—	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	—
6		0,01	0,001	0,006	—	0,001	0,001	0,001	0,001	0,03	—
77	(граносиенит)	0,06	0,003	0,01	—	0,001	0,003	0,001	0,001	0,06	—
4	Плагиоклаз (монцонит)	0,10	0,001	0,01	—	0,001	0,003	0,001	0,001	0,01	—
5	Кварц (граносиенит)	0,06	0,001	0,01	—	0,001	—	—	0,001	—	—
55	Биотит (нефелиновый сиенит)	1,0	—	0,01	0,006	0,001	0,006	—	0,001	—	0,01
73	То же	1,0	—	0,01	0,010	0,001	0,006	—	0,001	—	—
Г											
Торугарт											
36	Амфибол (гранит)	1,0	0,003	0,03	0,006	0,003	0,001	0,03	0,003	0,01	—
36	Калиевый полевой шпат (гранит)	0,06	0,001	0,003	—	0,001	0,003	0,001	0,001	—	—
36	Плагиоклаз (гранит)	0,03	0,001	0,030	—	0,001	0,003	0,001	0,001	—	—
36	Кварц (гранит)	0,03	0,001	0,003	—	0,001	—	—	0,001	—	—
36	Биотит (гранит)	1,0	0,003	0,010	0,006	0,001	0,006	—	0,001	—	0,003

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории САИГИМСа. Ртуть (0,01) обнаружена в амфиболе из монцонита.

0,00001% (Виноградов, 1962). Выше кларковых количеств он обнаружен в нефелиновых сиенитах, монцонитах (первая фаза) и кварцевых сиенитах (Суртеке), где он в 2—4 раза выше кларка для кислых пород. Повышенноцезиеносными являются биотитовые нефелиновые сиениты. Установлено, что щелочные породы Сандыка (Северный Тянь-Шань) в 3—4 раза обогащены цезием по сравнению с щелочными породами Южного Тянь-Шаня, что, вероятно, связано с высоким содержанием в них калия. В гранитоидах цезий

Элементы-примеси в породах интрузии Суртеке по данным химического

Порода	K	Na	Li $n \times 10^{-3}$	Rb $n \times 10^{-2}$	Cs $n \times 10^{-3}$	Ge $n \times 10^{-3}$	F $n \times 10^{-2}$	Hg $n \times 10^{-6}$
Монцонит	3,62	2,56	9,0	2,05	1,0	2,1	7,2	5,8
	3,70	2,84	5,5	1,75	1,0	2,0	7,2	6,1
	2,92	3,10	3,5	1,30	1,2	2,2	13,2	3,7
Нефелиновый сиенит	6,72	2,04	23,0	2,65	0,7	2,2	2,0	1,9
	6,54	6,36	2,5	1,90	1,0	2,1	4,0	4,2
	6,40	6,50	3,5	2,20	1,2	2,2	7,2	
Нефелиновый сиенит пегматоидный	6,88	3,26	17,5	2,50	1,0	2,4	3,4	
Нефелиновый сиенит, альбитит	6,40	6,20	2,0	2,0	1,2	2,2	5,6	4,4
Нефелиновый сиенит, пегматоидный То же	3,38	5,68	11,0	1,60	1,5	3,0	7,2	2,0
	3,70	3,84	10,5	1,05	1,5	2,3	12,0	
Нефелиновый сиенит	5,62	5,02	60,0	2,25	2,5	2,0	14,8	
Щелочной сиенит	7,80	4,36	5,0	1,40	0,7	2,5	24,0	3,5
Нефелиновый сиенит								
Лейкократовый сиенит	1,72	6,68	5,0	0,50	1,0	2,8	14,0	
Нефелиновый сиенит пегматоидный	3,60	6,08	12,5	3,40	3,2	3,3	16,8	3,6

Примечание. Анализы (один по каждой породе) выполнены в лаборато-

концентрируется преимущественно в калиевых полевых шпатах, особенно в грейзенизированных их (до 0,0032%) участках (А. А. Бреус и др.).

Галлий. Содержание его, как известно, в щелочных породах (0,003—0,004) выше, чем в кислых (0,0019%) и основных (0,0015%). В нефелиновых сиенитах (Суртеке) количество галлия колеблется от 0,0021 (в неизмененных участках) до 0,0040 (в альбитизированных участках). Он равномерно распределен в кварцевых сиенитах, монцонитах, глинистых сланцах и гранитах Торугарта (0,002—0,0032%). Почти в 10 раз его меньше в серпентинизированных пироксенитах хр. Атбаши (0,0002%). Галлий неравномерно встречается в биотитах, амфиболах, калиевых полевых

шпатах, в кварце, плагиоклазе и биотите. Повышенным содержанием галлия (0,0038—0,0050%) выделяется биотит из нефелиновых сиенитов, в меньшем количестве он присутствует в щелочных амфиболах (0,0017—0,0033%) и калиевых полевых шпатах (0,0012—0,0035%). Обеднены им серпентин (0,0003%) и кварц (следы). В пегматоидах и альбитизированных нефелиновых сиенитах (Суртеке) отмечаются повышенные концентрации галлия по сравнению с неизмененными их разностями.

Таблица 29

анализа, вес. %

Zr $n \times 10^{-3}$	TiO ₂	Cr $n \times 10^{-3}$	Nb ₂ O ₅ $n \times 10^{-2}$	Cu $n \times 10^{-3}$	V $n \times 10^{-4}$	Th $n \cdot 10^{-3}$	Y ₂ O ₃ $n \cdot 10^{-3}$	CeO ₂ $n \times 10^{-3}$	Zn ₂ O ₃ $n \times 10^{-3}$	Y ₂ O ₃ $n \times 10^{-4}$
3,5	1,1	0,4	5,7	4,0	5,7	1,57	2,2	7,5	3,6	1,0
3,3	1,2	0,2	3,0	3,0	2,7	1,1	2,3	5,3	2,9	2,0
3,0	1,40	0,2	6,0	3,0	4,7	1,3	3,6	14,0	7,4	2,2
1,5	0,10	0,0	3,8	1,0	2,7	0,9	0,9	6,8	3,9	9,5
1,2	0,2	0,2	3,0	1,0	2,0	0,8	1,9	6,5	3,9	1,2
1,9	0,18	0,1	4,8	1,0	5,5	0,87	2,4	7,2	4,7	1,4
				1,0	2,7	1,05	1,0	5,2	2,6	1,3
1,9	0,60	0,00	7,0	1,0	3,2	0,6	1,6	6,3	3,8	1,8
				1,0	2,0	0,75	1,6	5,0	2,8	1,2
1,5	0,20	0,1	3,8	2,0	4,2	0,90	2,4	11,0	6,2	3,2
				1,0	0,2	1,8	7,6	19,0	11,0	7,7
3,7	0,44	0,1	12,5	2,0	9,0	1,05	7,6	20,0	12,0	8,5
2,5	0,87	0,2	8,0	3,0	8,0	0,95	3,6	11,0	6,9	2,7
				1,0	9,0	0,82	1,7	7,7	5,5	1,9
2,5	0,40	0,0	7,5	1,0	5,5	1,2	2,2	8,8	5,3	2,2
5,0	0,12	0,2	10,0	1,0	7,5	0,7				
4,0	0,48	0,3	17,5	1,0	—	—	—	—	—	—
3,7	0,26	0,0	16,0	1,0	—	—	—	—	—	—

при САИГИМСа.

Фтор содержится в гранитоидах в количестве $8 \times 10^{-2}\%$, в средних породах — $5 \times 10^{-2}\%$, в габброидах $3 \times 10^{-2}\%$ (Виноградов, 1962), т. е. количество его убывает от кислых к основным породам, однако в щелочных его постоянно несколько больше, чем в гранитоидах. В Хибинах щелочные породы содержат 0,12% фтора; в нефелиновых сиенитах Лавозерского щелочного массива — 0,14% (Герасимовский), это почти в 3 раза выше, чем в породах других типов.

Концентрация фтора в щелочных породах Южного Тянь-Шаня (Зардалек) выше, чем в Джилису, Ходжаачкане, Джаманджаре и Суртеке ($5-10 \times 10^{-2}\%$). Содержание его увеличивается в аль-

битизированных и флюоритизированных сиенитах Суртеке и шонкинитах Ходжаачкан, альбитизированных роговиках и сиенитах Джилису до $450 \times 10^{-2} \%$.

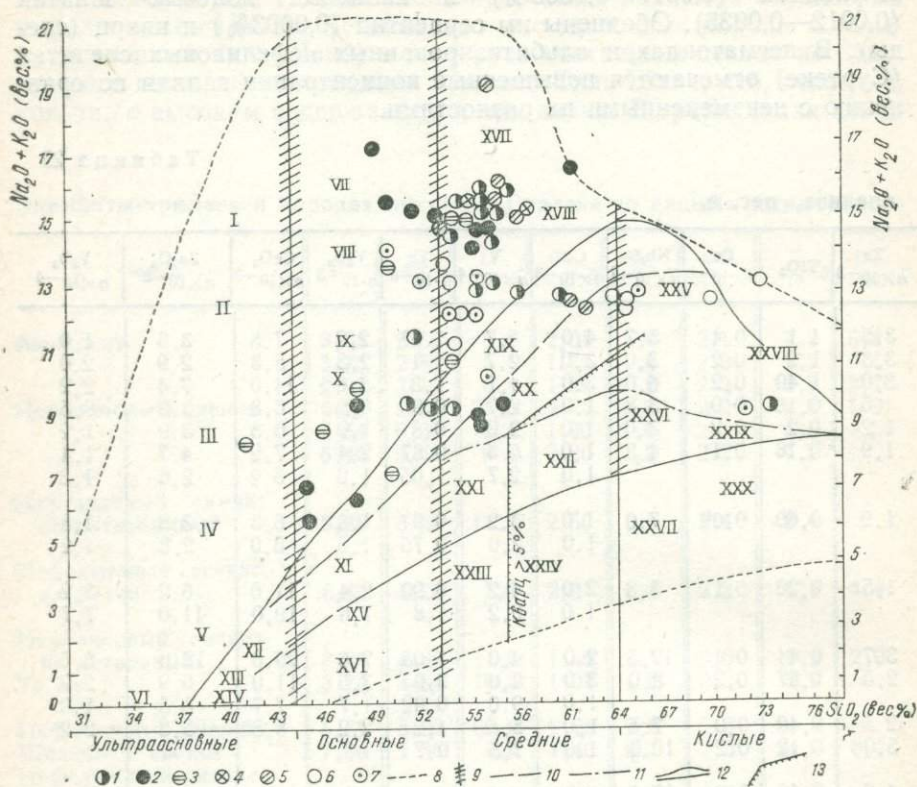


Рис. 17. Диаграмма химических составов магматических горных пород щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня (составлена на основе диаграммы Е. Д. Андреевой, О. А. Богатикова, С. В. Ефремовой, Н. П. Михайлова и др., 1978).

Горные породы интрузий; 1—Суртеке, 2—Зардалек, 3—Джаманджар, 4—Ходжаачкан, 5—Джилису, 6—Матча, 7—Турпи; области и границы распространения горных пород, 8—граница распространения химических составов магматических горных пород, 9—граница разделения горных пород на группы по содержанию кремнезема с полями неопределенности, 10—нижняя граница распространения щелочных горных пород, содержащих фельдшпатоиды, 11—нижняя граница полей распространения бесполощупчатых щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы, 12—граница распространения субщелочных пород; 13—содержание кварца. Типы горных пород: I—ультраосновные фойдиты, II—ультраосновные фойдолиты, III—мелилиты, IV—мелилитолиты, V—щелочные пикриты, VI—дуниты, VII—основные фойдиты, VIII—основные фойдолиты, IX—щелочные базальтоиды, X—щелочные габброиды, XI—субщелочные габброиды, XII—пикриты, XIII—перидотиты, XIV—оливиниты, XV—габброиды, XVI—горнблендиты, XVII—фонолиты, XVIII—фельдшпатоидные сиениты, XIX—щелочные сиениты, XX—сиениты, XXI—субщелочные диориты-монзониты, XXII—субщелочные кварцевые диориты-монзониты, XXIII—диориты, XXIV—андезиты, кварцевые диориты, XXV—щелочные кварцевые сиениты, XXVI—кварцевые сиениты, XXVII—гранодиориты, XXVIII—щелочные граниты, XXIX—субщелочные граниты и XXX—граниты.

В отличие от руты уровень концентрации фтора в исследованных нефелиновых сиенитах заметно повышен, по ним выполнены химические анализы на фтор.

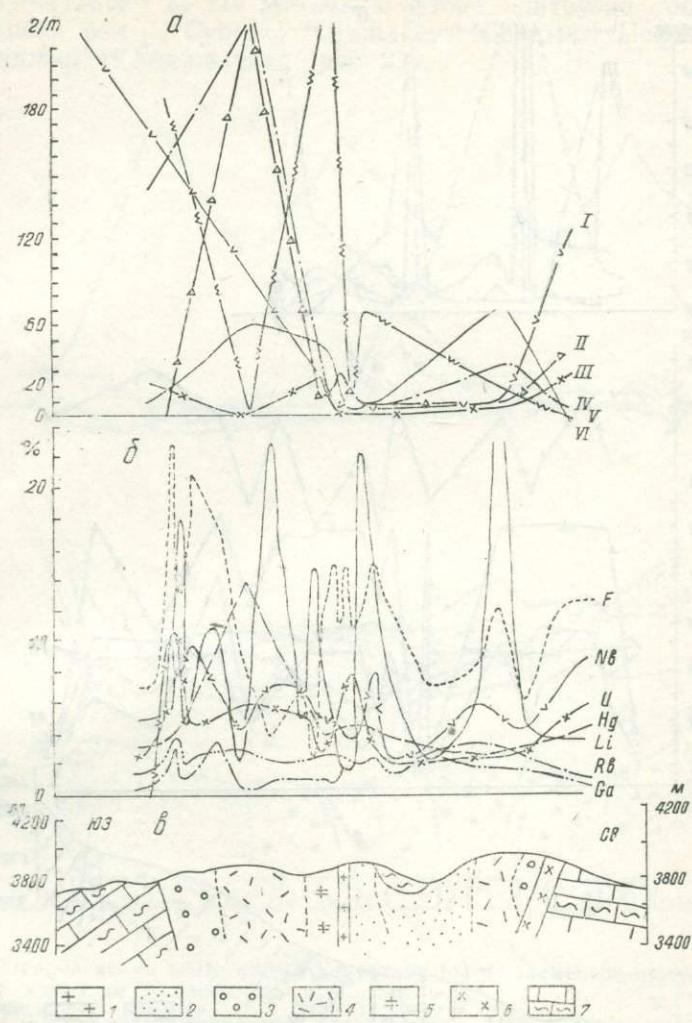


Рис. 18. Распределение аксессуарных минералов (а) и элементов-примесей (б) в породах интрузии Суртеке (б):

I—граниты мелкозернистые турмалинодержачие, 2—нефелиновые сиениты массивные, 3—нефелиновые сиениты массивные с альбитизированными и пегматитовыми участками, 4—нефелиновые сиениты, слабограхитонные, измененные с пиритом и магнетитом, 5—нефелиновые сиениты трахитоидные. 6—монзониты, 7—известняки, глинистые и кремнистые сланцы D_{1+2} ; I—апатит, II—пирит, III—сфен, IV—циркон, V—флюорит, VI—циртолит Hg $10^{-6}\%$, U 10^{-4} , La, Ga, $Nb_2O_5 \cdot 10^3$, Pb, F $10^{-2}\%$.

Концентрация фтора варьирует в пределах $5-125 \times 10^{-2}\%$, средняя — $11 \times 10^{-2}\%$. По убыванию фтора интрузии образуют следующий ряд: Суртеке → Джилису → Сандык → Исфайрам → Джаманджар → Ходжаачкан (рис. 23).

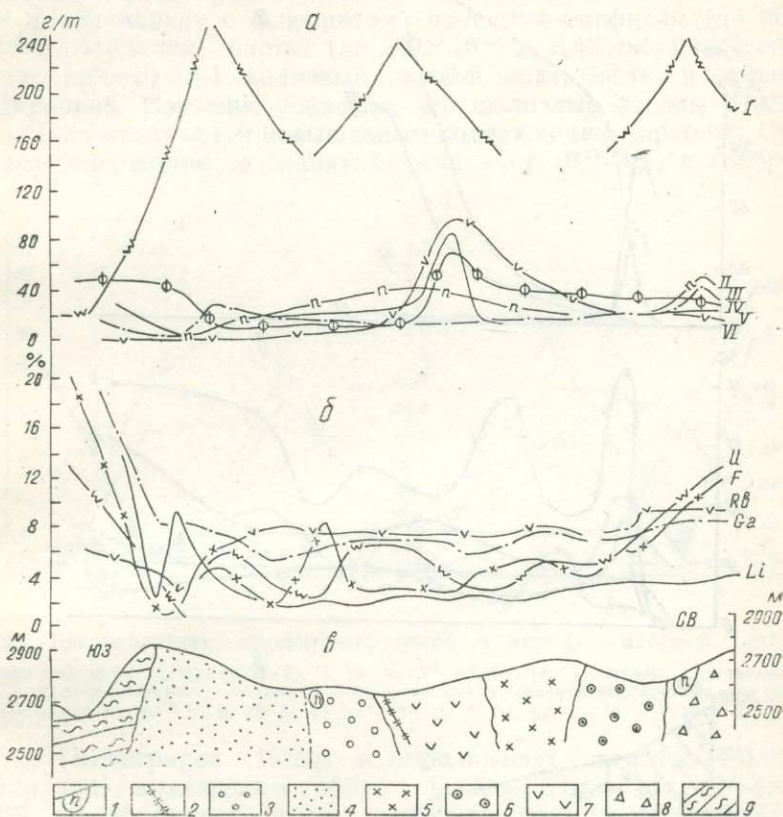


Рис. 20. Распределение аксессуарных минералов (а) и элементов-примесей (б) в породах интрузии Джилису (в):

1—пегматиты, 2—нефелиновые сиенит-аплиты, 3—нефелиновые сиениты альбитизированные, пироксеновые крупнозернистые, 4—нефелиновые сиениты альбитизированные, альбититы мелкозернистые, 5—среднезернистые массивные биотит-магнетитовые, иногда лейкократовые нефелиновые сиениты с содалитом, магнетитом, пиритом, 6—средне- и крупнозернистые серые и красные массивные нефелиновые сиениты с пегматоидными и альбитизированными участками, 7—среднезернистые трахитоидные нефелиновые сиениты, лейкократовые, биотитовые, биотит-магнетитовые, либениритовые с пиритом и пегматоидные с обособлениями, 8—крупно- и среднезернистые массивные пироксеновые, пироксен-биотитовые нефелиновые сиениты с канкринитом, пиритом и пегматоидными обособлениями, 9—альбитизированные сланцы верхнего карбона с астрофилиитом и флюоритом: I—магнетит, II—паризит, III—пироксенолор, IV—флюорит, V—циртолит, VI—пирит.

Фтор заметно превышает кларк для кислых пород ($8 \times 10^{-2}\%$) в 5 интрузиях из 6. Нижекларковое содержание фтора отмечено лишь в Ходжаачкане. По степени превышения кларка интрузии располагаются следующим образом: Исфайрам → Джаманджар

($10 \times 10^{-2}\%$) → Сандык ($13 \times 10^{-2}\%$) → Джилису ($18 \times 10^{-2}\%$) → Суртеке ($92 \times 10^{-2}\%$).

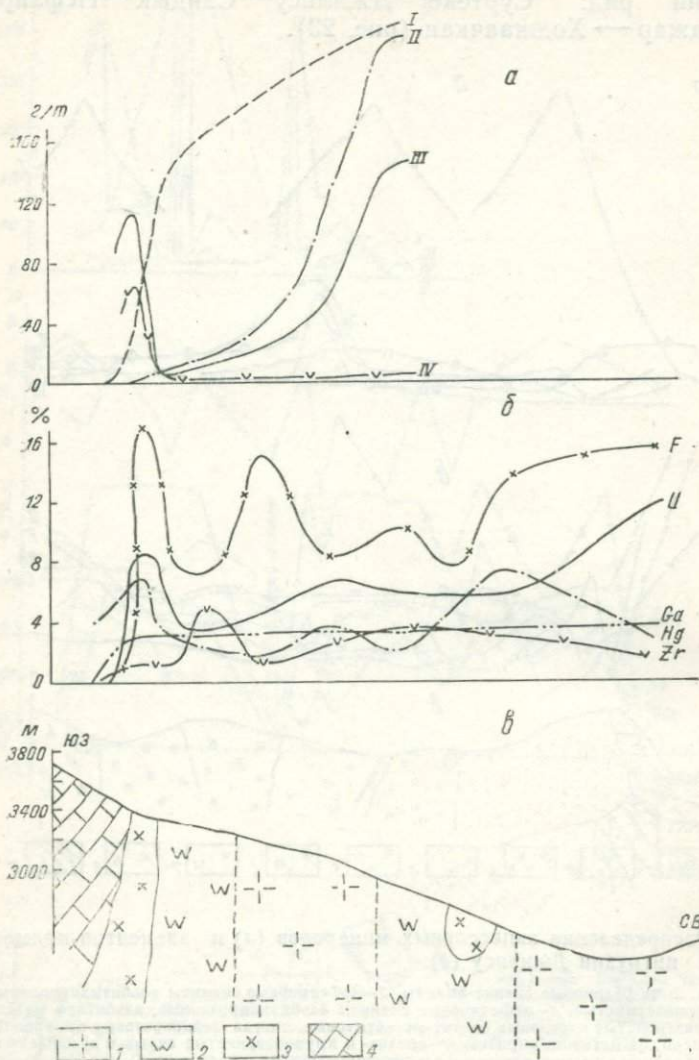


Рис. 21. Распределение акцессорных минералов (а) и элементов-примесей (б) в породах интрузии Исфайрам (в):

1—гранит крупнозернистый, порфирированный, биотитовый, 2—граносиенит порфирированный, биотитовый, 3—кварцевые диориты, монзониты, 4—известняки, доломиты и сланцы (С₁); I—рудные минералы, II—ортит, III—циркон, IV—апатит.

Нефелиновые сиениты Северного Тянь-Шаня (Сандык) обеднены фтором по сравнению с интрузиями Южного Тянь-Шаня.

Фтор в виде флюорита присутствует в породах всех описанных интрузий. Максимальное количество флюорита содержится в породах интрузий Суртеке (до 519 г/т) и Зардалек (до 184 г/т). Кроме того, фтор входит в виде изоморфных примесей в состав темноцветных и некоторых салических минералов. Главными носителями фтора наряду с флюоритом являются нефелин (до $250 \times 10^{-2} \%$, Зардалек), биотит (до $140 \times 10^{-2} \%$, Джилису), астрофиллит (до $140 \times 10^{-2} \%$), калиевый полевой шпат, биотит и амфибол.

Цирконий. Изучение показало, что щелочные породы Южного Тянь-Шаня отличаются повышенным содержанием циркония. Среднее его содержание в гранитах составляет 0,020%, в габбро —

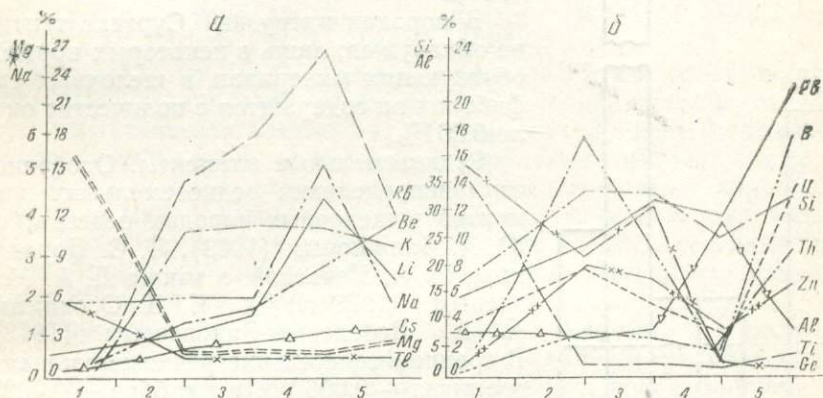


Рис. 22. Распределение элементов-примесей в породах массива Тозбулак: *a* — редкие щелочи Be, K, Mg, Te, *b* — Si, U, Pb, Zn, Th, Al, Ge, Te. 1 — диориты, кварцевые диориты, 2 — граниты биотитовые, 3 — граниты порфириновые, 4 — сиениты нефелиновые, 5 — граниты мелкозернистые, Rb $10^{-3} \%$, B, Pb, Zn, Cs 10^{-3} Th 10^{-4} Ge, Be, Ti 10^{-4} V $10^{-5} \%$.

0,010% (Виноградов, 1962), в нефелиновых сиенитах — 0,068% (Дагенхард), в щелочном габбро — 0,020%, в миаскитах Урала — 0,070% (Е. И. Еськова и др.), в нефелиновых сиенитах Хибин — 0,064% (Кухаренко и др.).

Наши исследования показали, что цирконий в гранитах Южного Тянь-Шаня присутствует в кларковых значениях (0,021%), однако он превышает кларк в 1,5–2 раза в монцонитах и кварцевых сиенитах Суртеке (0,080–0,035%) и в 2–2,5 раза в нефелиновых и щелочных сиенитах (до 0,050%). Среди минералов щелочных пород в существенном количестве цирконий концентрируется, кроме минералов группы циркония, в баделците, щелочных амфиболах (0,250%) и биотитах (до 0,063%). Обеднены цирконием породообразующие минералы — калиевый полевой шпат, плагиоклаз и нефелин.

Ниобий. В среднем в равном количестве он содержится в гранитах и габбро — 0,002% (Виноградов, 1962). Обогащены им щелочные породы интрузии Суртеке, при этом в нефелиновых и ще-

лочных сиенитах его (0,010—0,0175%) в 5—10 раз больше, чем в гранитах (0,0020%) и в пироксенитах Южного Тянь-Шаня. Его концентрация увеличивается в направлении от монцитов (1-я фаза, 0,003—0,070%) к кварцевым сиенитам (3-я фаза 0,0020—0,0035%).

Ниобий преимущественно концентрируется в биотитах (0,045%) и амфиболах (0,026—0,050%).

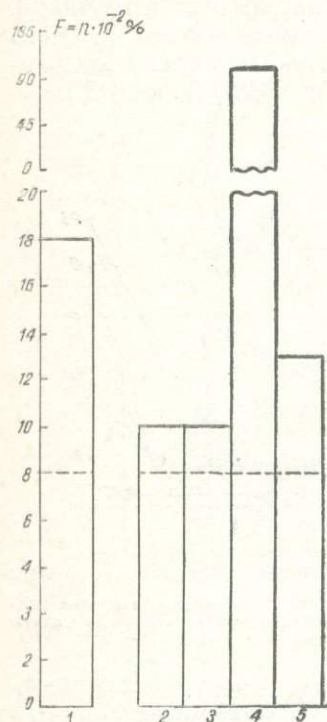


Рис. 23. Распределение фтора в породах щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня:

1—Зардалек, 2—Суртеке, 3—Джилису, 4—Сандык, 5—Исфайрам; пунктирная линия—кларк фтора в литосфере.

ранних фаз интрузии к поздним концентрация редких земель увеличивается.

В щелочных породах изученных интрузий среди редкоземельных элементов цериевая группа преобладает над иттриевой. Отдельные элементы редких земель в щелочных породах распределены неравномерно, например, в монцонитах (1-я фаза): Ce_2O_3 —0,014—0,0075%, La_2O_3 —0,0029—0,0074, в нефелиновых сиенитах

Тантал. Известно, что тантал больше тяготеет к гранитам (0,00035%), щелочным породам (габбро—0,00048%) и сиенитам (0,0021%, Turekian и Wedepohl, 1961).

В породах интрузии Суртеке тантал не обнаружен; лишь в некоторых породообразующих минералах, в щелочных амфиболах он содержится в количестве около 0,001%.

Редкоземельные элементы. Особенности распределения редкоземельных элементов в щелочных породах освещались Ю. А. Балашовым (1963), Л. С. Бородиным, И. А. Нечаевой, а также Д. А. Минеевым (1973 г.) и Е. Д. Осокиным, А. А. Лебедевым-Зиновьевым (1973). В среднем содержание редкоземельных в гранитах—0,006 и в габбро—0,0027. Церий в гранитах составляет 0,010%, в габбро—0,0045%; иттрий в гранитах—0,0084% и в габбро—0,002% (Виноградов, 1962). В миаскитах Урала редкие земли присутствуют в количествах 0,016%, в нефелиновых сиенитах Турпи—0,030%. Ясно, что ими обогащены нефелиновые сиениты больше, чем граниты.

В нефелиновых сиенитах (2-я фаза) Суртеке содержание редких земель достигает 0,023%, в монцонитах (1-я фаза)—0,025%, а в кварцевых сиенитах (3-я фаза)—0,082%. В породах поздних фаз содержание их в 4 раза выше, чем в породах ранних фаз, т. е. в направлении от

(2-я фаза): Ce_2O_3 — 0,010, La_2O_5 — 0,028—0,011; в кварцевых сиенитах (3-я фаза) Ce_2O_3 — 0,010, La_2O_3 — 0,0029; в гранитах Торугарта: Ce_2O_3 — 0,0089, La_2O_3 — 0,0056, среди них монциты по сравнению с другими породами более обогащены лантаном и церием. В породообразующих минералах обнаружены иттрий, иттербий и лантан (см. табл. 22, 23, 26, 28; причем в биотитах присутствует лишь иттербий (<0,001%), в амфиболах — иттрий (0,001%), иттербий (0,001%), в калиевом полевом шпате — иттрий (<0,001%), иттербий (0,001%) и лантан (0,01%).

Уран и торий. Известно, что щелочные породы (нефелиновые, особенно сиениты) обогащены торием и ураном по сравнению с основными и ультраосновными породами (В. М. Герасимовский, 1975; Е. М. Еськова, Д. А. Минеев, 1962).

В отличие от предыдущих исследователей мы установили, что повышенная радиоактивность щелочных пород связана с типами постмагматических изменений. Впервые для Средней Азии изучено распределение урана и тория в минералах. Выявлено, что уран и торий в щелочных породах не имеют тесной связи с породообразующими минералами, хотя амфибол, биотит и плагиоклаз содержат несколько больше урана и тория, чем другие изученные минералы. Радиоактивные минералы в основном связаны с акцессорными рудными минералами.

В процессе дифференциации гранитоидной магмы в ряду гранит — граносиенит-кварцсодержащий сиенит — нефелиновый сиенит уран и торий отчетливо накапливаются к концу процесса.

Фациальные и постмагматические изменения пород приводят к перераспределению урана и тория, происходит их выщелачивание или обогащение радиоактивными элементами определенных фаций пород.

Рассмотрим поведение урана и тория в щелочных породах Кокшаальской зоны. В интрузии Суртеке, как отмечают Е. Д. Осокин, А. А. Лебедев-Зиновьев (1973), частичные постмагматические изменения обусловили увеличение содержания урана, что наблюдалось в нефелиновых сиенитах.

Существует мнение о наличии двух очагов магмы в Северном Тянь-Шане, что основано прежде всего на различных содержаниях урана и тория в сиенитах (Р. Д. Гаврилин, 1964, 1966; Л. Л. Леонова, 1961, 1964).

Породы южной группы обогащены ураном и торием в 3 раза по сравнению с аналогичными породами северной группы.

Подобное наблюдается для щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня (Алайский хребет). Однако эта особенность может быть связана с положением эрозивных срезов интрузий. Так, интрузия Суртеке менее эродирована, чем интрузия Сандык (Северный Тянь-Шань), отличающаяся повышенной радиоактивностью.

Установлено, что в щелочных породах Южного Тянь-Шаня уран и торий чаще концентрируются в биотитсодержащих нефе-

линовых сиенитах ($9,0 \times 10^{-4}$ и $1,05 \times 10^{-3}\%$), чем в пироксенсодержащих их аналогах ($2,6 \times 10^{-4}\%$ и $0,8 \times 10^{-3}\%$).

Крупнозернистые альбитизированные нефелиновые сиениты содержат $11,2 \times 10^{-4}\%$ урана и $0,75 \times 10^{-3}\%$ тория, что больше, чем среднезернистые ($2,7 \times 10^{-4}\%$ и $0,75 \times 10^{-3}\%$ соответственно) их типы.

В щелочных породах Суртеке пониженной радиоактивностью характеризуются также пороодообразующие минералы. Среди них радиоактивными элементами обогащены минералы, несущие следы вторичных преобразований.

Выявлено, что основные щелочные породы (эссекситы и шонкиниты) Южного Тянь-Шаня содержат несколько больше урана и тория, чем аналогичные породы, развитые на юге Сибирской платформы (Т. В. Билибина, З. К. Титов).

В породах и минералах Тозбулакского массива отмечено большое число элементов-примесей: нефелиновые сиениты содержат в нижекларковых количествах цирконий, редкоземельные, иттрий, уран и торий; их меньше, чем в гранитоидах того же массива. Концентрация тория, урана, лития, рубидия и цезия повышается от диоритов к щелочным и кислым породам. В щелочных породах сравнительно мало ниобия и тантала. Они накапливаются в основном в биотитах. Галлий, медь, железо, свинец (в 2—4 раза выше кларка) в большей мере связаны с щелочными породами; бериллий, фтор, рубидий, цезий — с гранитами.

Количество свинца в интрузивных породах увеличивается (до 4—12 раз выше кларка) одновременно с калием от диоритов к кислым и щелочным породам (А. К. Каюмов, 1969).

Для нефелиновых сиенитов Тозбулака выражена геохимическая специализация по литию, рубидию, цезию, свинцу, галлию, меди и ртути. Сквозные из них — бериллий, германий и титан.

Таким образом, в составе щелочных пород Южного Тянь-Шаня обычно натрий преобладает над калием; лишь в аналогичных породах Северного Тянь-Шаня (Сандык) существует обратное соотношение щелочей, там они в основном концентрируются в щелочных полевых шпатах.

Содержание рубидия, цезия, галлия, циркония в щелочных породах Южного Тянь-Шаня в 2 раза, а ниобия и тантала — в 5—10 раз выше по сравнению с кларками для средних типов пород, редкие земли находятся в пределах кларковых значений. Альбитизированные нефелиновые сиениты отличаются повышенным содержанием галлия. Концентрация редких земель постепенно увеличивается от пород ранних фаз к поздним, причем в последних цериевая группа преобладает над иттриевой.

Рубидий и цезий накапливаются в биотитах, а галлий — в нефелине, биотите, щелочном амфиболе и калиевом полевом шпате.

Цирконий, кроме циркона, присутствует в бадделеите; в ассоциации с танталом концентрируется также в биотите и щелочном амфиболе. Накопление урана, тория и редкоземельных элементов

наряду с аксессуарными рудными минералами происходит в биотите, амфиболе и калиевом полевом шпате.

Ртуть. На наличие ртути в магматических породах указывали многие исследователи (В. П. Федорчук, Н. Ф. Шинкарев, Н. А. Никифоров и др.). Отмечено, что ртуть накапливается в щелочных и щелочноземельных породах, заканчивающих позднепалеозойский магматический цикл.

Концентрация ртути в магматических породах увеличивается от более древних (базиты и ультрабазиты) к более молодым (гранитоидам и щелочным образованиям). Следует подчеркнуть, что в этом направлении повышается также отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ — от 0,23 до 0,33 (габбро-перидотиты), от 1,22 (гранодиориты) до 0,92, от 0,92 (щелочные сyenиты) и до 1,67 (турмалиносодержащие граниты). Таким образом, намечается зависимость распределения ртути от уровня и характера щелочности интрузивных пород.

По данным Н. А. Никифорова (1969), пермские гранитоиды и диоритовые порфириды Южного Тянь-Шаня содержат от 8×10^{-6} до $9,8 \times 10^{-6}\%$ ртути, что несколько выше по сравнению с кларком для литосферы ($7,7 \times 10^{-6}\%$, по А. А. Саукову, 1946, и $8,3 \times 10^{-6}\%$, по А. П. Виноградову, 1962). Самыми высокими содержаниями ртути ($8,3 \times 10^{-6}$ — $2,2 \times 10^{-5}\%$) характеризуются щелочные и субщелочные породы, что превышает кларк для литосферы в 2—3 раза.

Указанные исследователи обратили также внимание на существование корреляционной связи между ртутью и фтором в магматических и постмагматических образованиях Южного Тянь-Шаня. Ртутное и флюоритовое оруденение имеет пространственную близость с указанными комплексами магматических пород. Примеры такой пространственной и, вероятно, генетической связи ртутного оруденения с интрузивными телами, однако, неизвестны. А. А. Сауков (1946) высказал мнение об их парагенетической связи, подчеркнув, что в Южном Тянь-Шане ртутная минерализация также сопутствует гранитам и гранодиоритам; Д. И. Щербаков, А. В. Москвин и др. связывали ее с гранитоидами; Е. Д. Карпова (1960) склонна видеть такую связь с ультрабазитами.

Большинство исследователей предполагают ее связь с субщелочными и щелочными интрузиями пермского периода магматизма (Н. А. Смольянинов, В. И. Смирнов, В. П. Федорчук, Н. А. Озерова и др.). Их представления аргументированы пространственным совмещением в Южной Фергане ртутного оруденения и щелочных интрузий и близостью их по времени образования. В значительной степени это положение подкреплено новыми данными.

Мы изучали характер распределения ртути в щелочных породах интрузий Зардалек, Джилису, Ходжаачкан, Исфайрам, Джаманджар, Суртеке и во вмещающих породах. Проанализировано 74 пробы; анализы выполнены на РАФ-1м в САИГИМСе с чувствительностью 3— $5 \times 10^{-7}\%$. Ртуть в этих породах содержится в пределах 1×10^{-6} — $7 \times 10^{-6}\%$. Максимальная концентрация обна-

ружена в кварцевых диоритах Исфайрама, тогда как граниты этого массива обеднены ею в 3 раза ($2,6 \times 10^{-6}\%$). Среднее содержание ртути в интрузивных породах составляет $5 \times 10^{-6}\%$. Концентрация ртути в гранитах постепенно убывает в следующем направлении: Торугарт ($3,7 \times 10^{-6}\%$) → Исфайрам → ($2,6 \times 10^{-6}\%$) → Сандык ($2 \times 10^{-6}\%$) → Кызыл-Омпул ($1,6 \times 10^{-6}\%$). Видно, что граниты Южного Тянь-Шаня более ртутеносны, чем Северного Тянь-Шаня.

Интрузивные породы разного состава и пространственного положения по увеличению концентрации ртути образуют следующий ряд: гранит (Кызыл-Омпул) → гранодиорит (Джилису) → гранит (Сандык, Исфайрам, Торугарт) → кварцевый диорит (Джаманджар, Исфайрам). Повышение концентрации ртути происходит в направлении от кислых к основным породам (рис. 24).

В небольшом диапазоне ($4,6 \times 10^{-6} - 8 \times 10^{-6}\%$) меняется среднее содержание ртути в ассоциациях интрузивных пород. Наиболее бедными ртутью оказались граниты, обогащенными — гранодиориты, кварцевые диориты и нефелиновые сиениты.

Небезынтересно распределение ртути в нефелиновых сиенитах изученных щелочных интрузий. По ним проведено 53 анализа. Следует отметить, что нефелиновые сиениты чаще принадлежат к одной из поздних фаз магматического процесса. Он завершает мелкозернистые граниты, а продукты начальных стадий представлены породами более основного состава.

Концентрация ртути в нефелиновых сиенитах колеблется от $1 \times 10^{-6}\%$ до $8,6 \times 10^{-6}\%$, среднее значение — $4,6 \times 10^{-6}\%$. Выше-кларковое, а также вышесреднее количество ртути установлено лишь в нефелиновых сиенитах Джаманджара.

Изученные интрузии нефелиновых сиенитов по убыванию в них концентрации ртути образуют следующий ряд: Джаманджар → Сандык → Исфайрам → Суртеке → Джилису → Ходжаачкан. Здесь нефелиновые сиениты Северного Тянь-Шаня по уровню содержания ртути приравниваются к таковым Южного Тянь-Шаня, тогда как для гранитов этого не отмечается.

Интерес представляет присутствие ртути в осадочных породах (сланцах и известняках), вмещающих изученные интрузивные массивы. Проанализировано 8 проб пород, не испытывавших влияния гидротермального метаморфизма. Сланцы содержат ртути от $0,6 \times 10^{-6}$ до $5,6 \times 10^{-6}\%$, среднее значение $4 \times 10^{-6}\%$. По увеличению количества ртути они представляют следующий ряд: Ходжаачкан → Джилису → Суртеке → Джаманджар.

Наиболее ртутеносная интрузия Джилису сопряжена со сланцами, имеющими повышенную концентрацию ртути, менее ртутеносная Джаманджар прорывает сланцы с малым содержанием ртути. Заметно обогащены ртутью известняки ($5,5 \times 10^{-6}\%$), вмещающие интрузию Исфайрам.

Осадочные породы Южного Тянь-Шаня в ореолах щелочных интрузий характеризуются низкой концентрацией ртути, т. е. ее

здесь меньше в 10 раз и более, чем кларк ртути для осадочных образований.

Щелочные породы Южного Тянь-Шаня отличаются друг от друга также по особенностям распределения 50 аксессуарных минера-

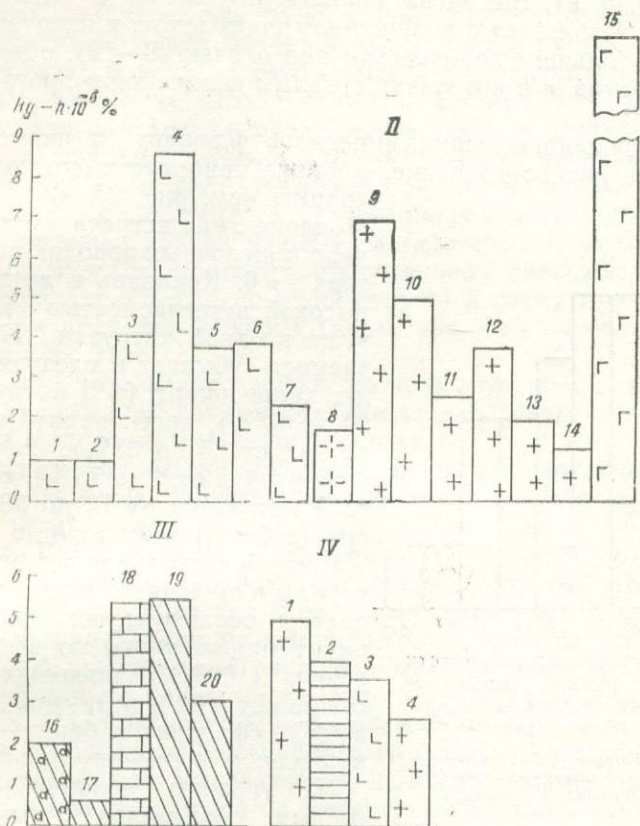


Рис. 24. Распределение ртути в породах щелочных интрузий Тянь-Шаня:

I. Нефелиновые сиениты (в скобках количество анализов): 1—Джилису (11), 2—Ходжаачкан (2), 3—Исфайрам (5), 4—Джаманджар (7), 5—Суртеке (21). 6—Сандык (7), 7—Зардалек (16); II. Основные и кислые породы: 8—гранодиорит (Джилису, 1), 9—кварцевый диорит (Исфайрам, 1), 10—кварцевый диорит (Джаманджар, 4), 11—гранит (Исфайрам, 3), 12—гранит (Торугарт, 1) 13—гранит (Сандык, 2), 14—гранит (Кызыл-Омпол, 1), 15—габброиды (Зардалек, 3); III. Осадочно-метаморфические породы: 16—сланец альбитизированный (Джилису, 3), 17—сланец глинистый (Ходжаачкан), 18—известняк (Исфайрам; 1), 19—сланец глинистый (Джаманджар, 2), 20—сланец глинистый (Суртеке, 1); VI. Средние содержания: 1—основные породы (60), 2—осадочные породы (70), 3—щелочные породы (53), 4—кислые породы (6).

лов. Охарактеризуем распределения только 9 минералов (флюорит, пирит, антимонит, киноварь, арсенопирит, барит, галенит, сфалерит, халькопирит), участвующих в составе руд ртути-сурьмяных месторождений Южного Тянь-Шаня. Среди щелочных интрузий данного региона 9 минералов содержатся в массивах Зардалек,

7 — Суртеке (изучены по 12 протолочкам) и Джилису (8), 4 — Джаманджар и Сандык (4 и 3), 3 — Исфайрам (3 протопочки).

Киноварь и антимонит (главные минералы руд ртутно-сурьмяных месторождений) установлены только в интрузии Зардалек (рис. 25, а, б, в). Выявлена закономерность: число акцессорных минералов возрастает с количеством протолочек; в интрузиях, изученных по большим количествам протолочек (8—12), обнаружены 7—9 минералов, а в интрузиях с малым количеством протолочек — 3—4 минерала.

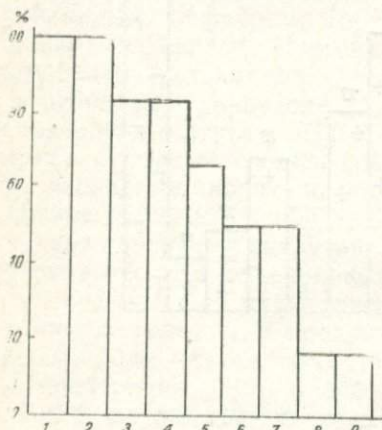
Среди рудообразующих минералов флюорит и пирит имеют наибольшее распространение, а также наиболее высокую концентрацию (см. рис. 25, а, б, в). Так, стопроцентная встречаемость отмечена в щелочных породах в 5 интрузиях из 6. Киноварь и антимонит с высокой встречаемостью присутствуют в одной интрузии. Их встречаемость убывает в следующем ряду: халькопирит (в 5 интрузиях от 20 до 67%), арсенопирит (в 5 интрузиях от 25 до 33%), галенит (в 4 интрузиях от 8 до 75%), сфалерит (в 3 интрузиях от 12 до 33%), барит (в 3 интрузиях от 8 до 22%).

Рудообразующие акцессорные минералы в щелочных породах распределены неравномерно: флюорит и пирит присутствуют во всех 6 интрузиях (100%), халькопирит и арсенопирит в 84% интрузива, галенит в 60%, сфалерит и барит — в 50%, киноварь и антимонит только в 20%.

По уровням накопления акцессорных минералов выделяются

Рис. 25. Частота встречаемости акцессорных рудных минералов (%) в породах щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня:

1—флюорит, 2—пирит, 3—халькопирит, 4—арсенопирит, 5—галенит, 6—сфалерит, 7—барит, 8—антимонит, 9—киноварь.



9 классов концентраций элементов (от 0,1—0,9 до 550 г/т). В низких классах концентраций киновари, антимонита, пирита и других минералов встречаются в большинстве протолочек, в классах высоких концентраций они присутствуют в единичных протолочках. Максимальной концентрацией отличаются пирит и флюорит (до 550 г/т), галенит (до 250 г/т), сфалерит (до 200 г/т).

Высокой концентрацией киновари, антимонита, пирита, флюорита выделяется интрузия Зардалек. Так, в количестве 0,1—0,9 и 1—10 г/т они обнаружены в 7—9 протолочках из 12. В остальных интрузиях рудообразующие минералы отмечаются в меньшем числе протолочек, однако концентрация акцессорных минералов значительно большая, чем в интрузии Зардалек. Малым числом минералов и низкой их концентрацией характеризуются интрузии Джаманджар и Исфайрам.

Ш. Султанмуратов и Р. А. Мусин (1979) отмечают, что в Южном Тянь-Шане ведущее металлогеническое значение имеют структуры герцинского цикла, особенно в узлах пересечения поперечных структур с продольными. В таких структурах на востоке больше развиты интрузии повышенной кислотности и щелочности, к западу большим развитием пользуются гранодиорит-гранитные интрузии. С востока на запад меняется также состав рудных компонентов: на востоке больше редких элементов, в центральной части — вольфрама, олова, на западе — золота. Однако в Южном Тянь-Шане на всем протяжении проявлены золотое и ртутно-сурьмяное оруденения, причем последнее заметно убывает на западе.

Считается, что ртутно-сурьмяное оруденение заканчивает процесс герцинского эндогенного рудоотложения аналогично щелочному оруденению, завершающему магматизм. В исследованном районе оба процесса соответствуют позднему палеозою. Большинство месторождений и проявлений сурьмы и ртути (их более 200) находятся в пределах Южного Тянь-Шаня, тогда как в Северном Тянь-Шане их мало.

В Южном Тянь-Шане широко развиты щелочные интрузии. Некоторые рудные зоны совпадают с площадями развития диабазовых порфиров и интрузий щелочного состава.

В Южном Тянь-Шане известны две эпохи рудообразования: позднепалеозойская (раннемезозойско-триасовая, по Н. А. Никифорову, 1969) и альпийская.

В Тянь-Шане (Северный, Центральный, Южный) ртутно-сурьмяное оруденение в основном приурочено к южному его ответвлению, которое расчленено на Чаткало-Кураминскую, Южно-Гиссарскую и Фергано-Кокшаальскую складчатые зоны (Н. М. Синицын, 1960). Среди них высокой рудоносностью отличается последняя. Она разделена на Южно-Ферганский, Зеравшано-Гиссарский рудные пояса. Первый начинается на востоке от верховьев р. Атбаши и тянется на запад до Кызылкумов (Букантау, Кульджуктау), поэтому целесообразно называть его Южнофергано-Кызылкумским.

Данный пояс расчленен на Северную, Центральную и Южную зоны. Щелочные породы больше распространены в пределах последней. В Южной оруденение комплексное (ртуть, сурьма, мышьяк, флюорит и т. д.); на западе зона имеет монометальную минерализацию.

Интенсивность оруденения в Южном Тянь-Шане затухает с юга на север, 60% рудопроявлений размещены в карбонатных, 23% — в терригенных породах, а 17% — в вулканитах и гипербазитах; в щелочных породах его не установлено.

Н. А. Никифоров (1969) высказал мнение о том, что в Тянь-Шане на площадях развития гранитоидов ртутно-сурьмяное оруденение проявлено слабо.

Магматизм в Южном Тянь-Шане наиболее широко проявлялся в антиклинорных структурах верхнего палеозоя (гранитоиды и щелочные породы), а в синклиниях преобладают основные

лавы S_2-D и базиты и ультрабазиты C_2 . Завершался палеозойский магматизм формированием щелочных и субщелочных пород (Кульп, Ходжаачкан и др.). Ртутно-сурьмяное оруденение также имеет зональное распределение и представлено северной, центральной и южной зонами.

В составе руд месторождений Южного Тянь-Шаня участвуют 52 рудных и около 20 нерудных минералов. К главным рудным минералам принадлежат киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент, блеклые руды, пирит, галенит, халькопирит, сфалерит, редко арсенопирит. Среди жильных преобладают кварц, флюорит, менее кальцит, барит, диксит и т. д. В неизмененных породах Южной Ферганы ртуть присутствует в количестве кларка ($7,1 \times 10^{-6} \%$), а геохимический ее фон — $1 \times 10^{-5} \%$. Ртутью более обогащены карбонатные породы C_2 ($1,3-1,4 \times 10^{-4} \%$).

Обеднены ртутью основные и ультраосновные породы Южной Ферганы ($5,6-7,5 \times 10^{-6} \%$), т. е. ее меньше, чем кларк ($9 \times 10^{-6} \%$). Гранитоиды содержат ее $8 \times 10^{-6} - 9,8 \times 10^{-6} \%$, щелочные и субщелочные породы $8,3 \times 10^{-6} - 2,2 \times 10^{-5} \%$. Концентрация ртути увеличивается от более древних интрузивных пород (ультрабазиты) к более молодым (щелочные породы). В зонах рудоуправляющих разломов магматические породы обогащаются (Н. А. Никифоров, 1969) ртутью до $1 \times 10^{-4} \%$.

Магматическим критерием поисков может служить пространственное сонахождение ртутно-сурьмяного оруденения и щелочных пород (Кокшаальская и Атбашинская зоны, Южная Фергана, Зеравшано-Гиссарская и Южно-Кызылкумская зоны).

Одним из минералогических и геохимических критериев ртутно-сурьмяного оруденения с щелочными породами служит присутствие в составе щелочных интрузий основных минералов (киноварь, антимонит, флюорит и др.) таких месторождений и главных их элементов (ртуть и фтор). В то же время магматические и минерало-геохимические критерии проливают свет на генетическую связь интрузий и эндогенного оруденения. Время их проявления — близкое, занимаемые места в эндогенном процессе сопоставимы (как щелочные породы, так и ртутное оруденение завершают синхронный процесс).

Глава VI

ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ, СВЯЗАННОЕ С ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ

Нефелиновые сиениты как минеральное сырье

В Южном Тянь-Шане получили промышленную оценку следующие полезные ископаемые: алюминий, графит, вольфрам, ртуть, медь, свинец, олово, тантал и золото, большинство из них проявляет парагенетическую связь с нефелиновыми сиенитами.

Нефелиновые сиениты служат сырьем для производства глинозема. Они входят в состав более 20 щелочных интрузий, известных в Южном Тянь-Шане (Зардалек, Матча, Кульп, Ходжаачкан, Джилису, Тутек, Турпи, Джаманджар, Суртеке и др.), из них более доступны для поисково-разведочных работ и промышленного освоения Зардалек, Джилису, Ходжаачкан и Джаманджар (Алайский хребет), Турпи (Каратегин), а также Суртеке (хр. Атбаши).

Перспективны на глинозем нефелиновые сиениты интрузии Зардалек (3 км²). В них содержание нефелина достигает 45%, глинозема — 22%. Эти нефелиновые сиениты рекомендованы для разведочных работ (Л. Л. Перчук и др.).

Технологические испытания нефелиновых сиенитов Тянь-Шаня (интрузии Зардалек и Турпи) показали пригодность использования указанных пород как глиноземного сырья с попутным получением соды, поташа, высококачественного цемента и др. (А. Д. Захаров, 1968; Б. И. Злобин, 1960, 1963).

Нефелиновые сиениты интрузии Матча, Кульп, Ходжаачкан и Джилису содержат 23—24% глинозема. Для извлечения его из нефелинсодержащих пород применяются два технологических метода. В одном случае обогащению подвергаются породы типа уртитов и тералитов, например, на Волховском алюминиевом заводе с 1951 г. на основе нефелиновых шламов Кировского комбината производятся глинозем и портланд-цемент. Данный способ внедрен на других заводах.

Во втором случае глинозем получается из нефелиновых сиенитов. В Южном Тянь-Шане нефелиновые сиениты более глиноземистые, чем аналогичные породы месторождений Армении и Красноярского края. Так, в нефелинах Джилису, Ходжаачкан и других

содержится глинозем в количестве 31—32%. Прогнозные запасы нефелиновых сиенитов Южного Тянь-Шаня исчисляются в ~ 20 млрд. т.: Зардалек — 6, Джилису — 8, Ходжаачкан, Суртеке — 3—4, Кульп — 1, Джаманджар — 0,5, Турпи — 0,6 млрд. т. Геоморфологические условия позволяют вести добычу их открытым способом.

Таким образом, по технологическим свойствам нефелиновые сиениты Южного Тянь-Шаня не уступают аналогичным породам других районов СССР. Следует отметить, что нефелиновые сиениты изучаемого региона содержат большое число попутных элементов; при комплексном использовании можно дополнительно добывать сотни тысяч тонн концентратов редких металлов.

Редкометальное оруденение

Ниобий-танталовая минерализация, связанная с щелочными интрузиями, известна в Джилису, Ходжаачкане, Суртеке и др. Она приурочена к контактовым зонам интрузий, к местам интенсивного проявления натрового метасоматоза, к экзо- и эндоконтактам интрузий. Метасоматоз выражен в альбитизации нефелиновых сиенитов и роговиков (Джилису). Сиениты, прорывающие сланцы (С₃), превращены в альбит-эгириновые породы с крупными выделениями астрофиллита и флюорита. В них присутствуют пирохлор, торит, циркон, циртолит и др. Ниобий и тантал больше концентрируются в пирохлоре, а редкие щелочи — в астрофиллите. Пирохлор развит в тех участках интрузии, где сиениты и сланцы наиболее интенсивно альбитизированы. Морфология минерализованных участков сложная, пирохлор в них распределен неравномерно. В альбитизированных породах наряду с ниобием и танталом в заметных количествах присутствуют цирконий, гафний, иттрий, редкоземельные и фтор.

В пределах южного экзоконтакта интрузии Ходжаачкан среди силурийских сланцев развиты полевошпатовые альбитовые жилы мощностью 0,5—50 м, длиной до 150 м. Они содержат редкие зерна флюорита, пирита и галенита, а также окись ниобия (до 0,77%), окись тантала (до 0,03%).

На западном экзоконтакте Ходжаачкана известно рудопроявление Тельбе. Оно сложено силурийской известково-сланцевой и песчано-сланцевой толщами, которые рассечены дайками сиенитов и альбититов. Сиениты содержат пирохлор (0,0021%) и циркон (0,03%). В альбититах отмечено высокое содержание тантала и ниобия.

Тантал-ниобиевая минерализация Суртеке (западный контакт) приурочена к альбититам, образующим жилы среди контактово-измененных сланцев силура. Продуктивные минералы — пирохлор и гатчеттолит.

В альбитизированных сиенитах Суртеке (северный контакт) наряду с ниобием, танталом и редкоземельными отмечается суль-

фидная минерализация, представленная ассоциацией пирита (до 4—5 кг/т), сфалерита (до 0,02 кг/т) и арсенопирита. В альбитизированных пегматоидных сиенитах содержится 0,0150% Nb_2O_5 , 0,001% Ta_2O_5 , а в альбитизированных роговиках соответственно до 0,35 и 0,030.

Перспективы на ниобий и тантал интрузий Джилису, Ходжаачкан и Суртеке могут быть расширены за счет зон альбитизации с пирохлором, развитых в других щелочных интрузиях Южного Тянь-Шаня.

Редкоземельная минерализация отмечена в районах интрузивов Джилису, Ходжаачкан, Джаманджар, Турпи и Суртеке. В хребте Каратегин моноцит-ортитовая минерализация известна в девонской толще, прорванной интрузией щелочных сиенитов.

Относительно генезиса ртутно-сурьмяных месторождений Южного Тянь-Шаня можно предполагать их связь с постмагматическими процессами, сопровождающими внедрение щелочных габброидов ранних фаз интрузий Зардалек и Урусай, так как в протолочках этих пород выявлено значительное количество киновари. По данным химического анализа, в щелочных габброидах содержание ртути в 2—5 раз выше кларка для пород указанного типа.

Небольшие скопления флюорита сопровождают интрузии Джилису, Суртеке и другие. В первой флюорит распространен в центральной части и по периферии, а также на контакте со сланцами верхнего карбона; в центральной части он рассеян в нефелиновых сиенитах в виде кристаллов размером до 1 см, а в краевой образует прожилки в альбит-эгириновых роговиках мощностью до 6 см.

Графитовые проявления известны в бассейне р. Сурметаша, они расположены на контакте щелочных сиенитов с мраморизованными известняками визейского яруса: крупная линза находится вблизи контакта сиенитов в известняках, ее сопровождают ряд прожилков (5 см) графита; происхождение его контактово-магматическое (ботогольский тип).

Можно предположить, что не исключена возможность обнаружить новые рудопроявления ниобия, тантала, редкоземельных, ртути, графита и других редких элементов на площадях, прилегающих к известным щелочным интрузиям. Особого внимания заслуживают нефелиновые сиениты интрузий Южного Тянь-Шаня (Зардалек, Джилису, Ходжаачкан, Турпи, Суртеке и др.).

Ртутно-сурьмяное оруденение. Урало-Тяньшаньская металлогеническая провинция занимает в основном герциниды Южного Тянь-Шаня, частично Каракумо-Таджикский краевой выступ (Т. М. Воронич и др.). Кроме характерной герцинской металлогении, указанные структуры характеризуются последующей активизацией, особенно в южной пограничной зоне. Рассматриваемая провинция состоит из двух поясов — Уральского и Тянь-Шаньского. Последний расчленяется на Срединно-, Южно-Тяньшаньскую, Каракумо-Таджикскую зоны и на Султануиздагский узел.

Южно-Тяньшаньская металлогеническая зона простирается в субширотном направлении (рис. 26). На западе она разветвляется на северо-западную (Нуратинские, Зирабулакские и другие горы) и юго-западную (Южный и Юго-Западный Гиссар). В указанной зоне различаются северный и южный блоки, в первом преобладают терригенные отложения, вулканиты, в основном базальтоидные и гранитоидные (C_3 — P_1), в южном — карбонатные породы, вулканиты и гранитоиды. Офиолиты получили развитие по зонам краевых разломов Южного Тянь-Шаня.

Щелочные породы наиболее распространены в центральной части рассматриваемой зоны (Южная Фергана), небольшие их выходы обнаружены в Южном Гиссаре и Кульджуктау.

Ртутно-сурьмяное оруденение с флюоритом и мышьяком также наиболее развито в Южно-Тяньшаньской металлогенической зоне, где выделены 5 подзон; в пределах северного блока расположены

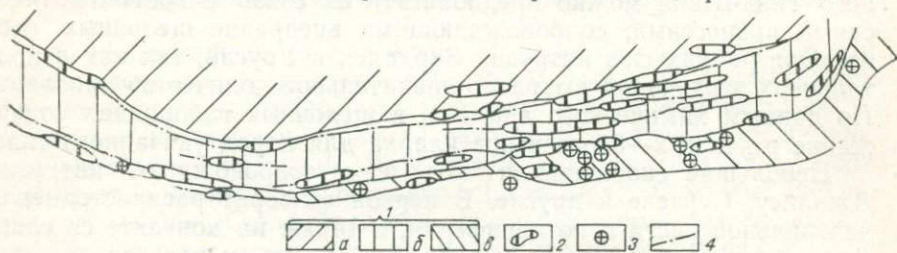


Рис. 26. Схема размещения ртутно-сурьмяного оруденения и интрузий щелочных пород Южно-Ферганского пояса (по Н. А. Никифорову, 1969):

1—рудные зоны: а—Северная Карачатырская, б—Центральная Сурметашская, в—Южная (зона высоких предгорий), 2—ртутно-сурьмяное оруденение, 3—щелочные интрузии, 4—разломы.

Букантауская, Северотамдынско-Южноферганская, Нуратино-Туркестанская; к южному принадлежат Зеравшано-Гиссарская, Гиссарская и Южно-Гиссарская подзоны; наиболее ртутеносны Северотамдынско-Южноферганская и Зеравшано-Гиссарская.

Северотамдынско-Южноферганская подзона протягивается на восток до поворота Алайского хребта (Кульдарма), а на западе через Северный Нуратау доходит до Тамдытау (Центральные Кызылкумы). В пределах подзон расположен крупный Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс с такими известными рудными полями, как Хайдарканское, Чаувайское, Чонкойское, Кадамжайское и др.

Зеравшано-Гиссарская подзона разбита поперечными разломами. Смежные с ними блоки выделяются как самостоятельные рудоносные площади: Зеравшанская, Зирабулак-Каратюбинская и Кульджуктауская. На первой площади известны Джижикрутское и Кончочское рудные поля. Вторая характеризуется наряду с ртутью (Альтыаульское поле) проявлением вольфрамового и золотого оруденения. На Кульджуктауской площади выявлены два участка — ртутеносный (юго-восток) и золотоносный (северо-восток). На

первом участке в отложениях палеозоя находятся рудопроявления Восточное и Промежуточное.

В подзонах ртутное оруденение проявляется неодинаково. Наиболее продуктивна на ртуть Северотамдынско-Южноферганская подзона.

В пределах Северотамдынско-Южноферганской подзоны выделяются Катранский, Фаришский, Северо-Тамдынский, Нуратинский и Туркестанский участки, среди них лишь на первом ртутно-сурьмяное месторождение (Хайдарканское и др.) преобладает над другими типами. Здесь более отчетливо выражена пространственная и геохимическая связь ртутно-сурьмяного оруденения с щелочными интрузиями.

На юго-востоке этого участка выявлена ртутно-золоторудная минерализация в листовенитах.

Ртутной минерализации сопутствуют на Фаришском участке железорудная и медная, на Северо-Тамдынском — золото-колчеданная с серебром, хромом и вольфрамом, на Нуратинском, Туркестанском — вольфрам-олово-молибден-медная и полисульфидно-золоторудная, а в Центральных Кызылкумах — преимущественно золоторудная. К самостоятельному участку отнесено бельтауское ртутное проявление.

Таким образом, в Северотамдынско-Южноферганской подзоне зональность оруденения выражена в соответствии со сменой геологических формаций. В восточной части больше проявлена ртутная, сурьмяная, флюоритная и редкометальная минерализации, имеющие пространственную, а возможно, и генетическую связь с щелочными интрузиями (Туркестано-Алай). В центральной части развита золото-вольфрамовая минерализация с ртутью и сурьмой (Нуратинская подзона), где она связана с гранодиорит-гранитовым комплексом. Наконец, в западной преобладает золоторудная минерализация, пространственно сопряженная с дайками основного состава (Центральные Кызылкумы).

В Зеравшано-Гиссарской зоне большого внимания заслуживает Зеравшанская подзона, где ртутно-сурьмяному оруденению сопутствуют золото, вольфрам, олово, мышьяк и флюорит.

Для разных поясов характерны ртутно-сурьмяные месторождения определенных типов. Например, сурьмяные месторождения комплексного типа характеризуют центральную часть Южно-Ферганского пояса (Актерек, Тамдыкол, Турук и др.), находящуюся на участке геосинклинали с активной тектоно-магматической деятельностью. Часто они пространственно связаны с интрузиями кислого и среднего составов.

Сурьмяное оруденение в отличие от ртутного нередко тяготеет к центральной части поясов и зон (Кадамджай и Абшир в Южной Фергане), а в Зеравшано-Гиссарском поясе ртутное оруденение проявлено во флангах.

В Южном Тянь-Шане главные спутники руд ртутно-сурьмяных поясов и зон — мышьяк и золото.

Разнообразие жильных минералов в существенной мере определяется составом вмещающих пород. Однако фторовая минерализация (флюорит) служит критерием металлогенической специализации Среднеазиатской провинции, в частности Южного Тянь-Шаня. Подобной специализацией характеризуются щелочные интрузии рассматриваемого района, и эта аналогия не случайна. В сурьмяных месторождениях джаспероидного типа наряду с кварцем ведущий жильный минерал — флюорит.

Карбонатный тип ртутно-сурьмяного оруденения может быть представлен кальцитом (Бирксу в Южной Фергане) или доломитом (Сымап и Адыракоу в Южной Фергане, Алтыаул и Карасу в Западном Узбекистане).

Лиственитовый тип здесь малораспространен. Оруденение этого типа встречается в зоне глубинных разломов и проявляется в па-

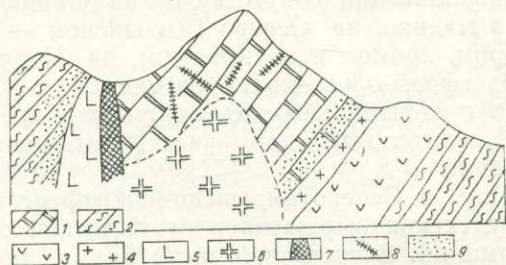


Рис. 27. Разрез щелочного интрузива (Алайский хребт) с зоной флюоритизации и проявлениями сурьмяной минерализации (по В. П. Федорчуку, 1969):

1—доломиты; 2—сланцы; 3—вулканиты; 4—диоритовый порфир; 5—щелочные породы основного состава; 6—щелочные породы кислого состава; 7—магнетитсодержащая жила; 8—дайки лампрофира и аплита; 9—зоны флюоритизации с сурьмяной минерализацией.

рагенетической связи с массивными ультраосновными породами (Чонкой и Сарыташ).

К второстепенному жильному минералу ртутно-сурьмяных месторождений относится барит. Единственное в СССР месторождение ртути баритового типа (Ашатское) известно в Алайском хребте.

В некоторых сурьмяных месторождениях, сопутствующих щелочным интрузиям, флюорит — важный компонент приконтактных рудных зон (Южная Фергана, Алайский хребт). В них преобладает рудная залежь штокверковой формы, приуроченная к апикальным частям небольших выходов щелочных пород, секущих терригенно-вулканогенную и доломитовую толщи девона (рис. 27). В этой зоне наряду с широкоразвитыми телами метасоматического флюорита выделяются жильные тела, удаленные от контактов интрузий на многие сотни метров. В то же время интенсивно флюоритизированные участки пород потенциально рудоносны (сурьма, ртуть). Источником фтора, по мнению В. П. Федорчука (1970), служили глубинные очаги, связанные со щелочной магмой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Калий-аргоновым методом подтвержден верхнепермский возраст щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня, имеющих форму штоков и даек. Они протягиваются «цепочками» вдоль структур субширотного направления; интрузивные тела имеют изометричную форму и приближаются к этмолитам.

Щелочной магматизм проявился многофазно. Ранние фазы сложно построенных плутонов представлены щелочными габброидами — шонкинитами, монзонитами, последующие — нефелиновыми сиенитами (северная группа); в интрузивах центральной группы ранняя фаза представлена нефелиновыми сиенитами, которые затем сменялись щелочными и кварцевыми сиенитами, а также турмалинсодержащими гранитами; в южной группе первые фазы сложены щелочными гранитоидами, последующие — нефелиновыми сиенитами.

Каждой фазе соответствуют свои эндо- и экзоконтактные изменения (альбитизация, скарнирование, микроклинизация, содалитизация, карбонатизация, окварцевание, турмалинизация, флюоритизация и др.), сопутствуют жильные породы особого состава (аплиты, пегматиты). В нефелиновых сиенитах (Джилису, Ходжаачкан, Суртеке и др.) интенсивнее проявились постмагматические процессы: альбитизация, карбонатизация, содалитизация, либениритизация, а в гранитах — окварцевание, турмалинизация.

Главные минералы нефелиновых сиенитов — нефелин, калиевый полевой шпат, пироксен, амфибол и биотит. Полевой шпат представлен преимущественно микроклином, амфибол — высокожелезистым гастингситом, пироксен — эгирин-авгитом.

По химическому составу нефелиновые сиениты близки к средним типам пород этого семейства, по Р. Дэли; они характеризуются высокой известковистостью и магнезиальностью, что определяется их тесной ассоциацией с габброидами и гранитами.

Щелочные интрузии Южного Тянь-Шаня содержат более 50 аксессуарных минералов (циркон, циртолит, бадделейт, пирохлор, флюорит, пирит, сфалерит, киноварь, арсенопирит, торит, сфен, лейкоксен, ильменит, магнетит, апатит и др.); впервые нами обнару-

жены циркелит, астрофиллит, бадделейт, бастнезит и др. В щелочных породах Южного Тянь-Шаня часто присутствует астрофиллит и флюорит (щелочные породы центральной группы), тогда как в близких по типу породах Северного Тянь-Шаня (Сандык) более обычны бадделейт, циркон, циртолит, циркелит и др. Ртуть присутствует в интрузивах, расположенных в сфере влияния известных ртутно-сурьмяных поясов.

В составе щелочных интрузий постоянно присутствуют многие элементы-примеси: цирконий, гафний, уран, торий, ниобий, тантал, редкоземельные, галлий, редкощелочные, ртуть, фтор и др. Среди них рудные скопления образуют ниобий, тантал, ртуть, фтор и т. д. Ряд элементов (в частности ниобий, тантал, редкоземельные) концентрируются в нефелиновых сиенитах и замещающих их альбититах. Минералами-концентраторами редких элементов являются биотиты, амфиболы, полевые шпаты и нефелины. Часть этих элементов образует собственные минералы в зонах контактовоизмененных пород (пирохлор и др.).

Огромные по запасам нефелиновые сиениты Южного Тянь-Шаня (Зардалек, Ходжаачкан, Джилису, Суртеке) позволяют расширить минерально-сырьевую базу цветной металлургии в Средней Азии, прежде всего благодаря глиноземному сырью.

Нефелиновые сиениты широко развиты в Южном Тянь-Шане. Ввиду того, что они являются комплексным сырьем для цветной металлургии и цементной промышленности, важно изучить их технологические свойства, что позволит создать безотходную переработку с попутным извлечением ряда редких и рассеянных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции. М., «Недра», 1964.
- Андреева Е. Д. Систематика магматических горных пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1978, № 10.
- Апельцин Ф. Э., Нечаева Е. А., Шейнман Ю. М. К классификации щелочных интрузивных комплексов. «Минеральное сырье», вып. 61, 1960.
- Арапов Ю. А. Основные черты истории геологического развития вулканизма и металлогении Алайской горной системы. Труды ВСЕГЕИ, т. 10, 1953.
- Бабаев К. Л., Каюмов А. К. Щелочная интрузивная формация Средней Азии и ее геологическая позиция. «Тезисы докл. Средаз. петр. совещ.», Ташкент, 1965.
- Бакиров А. Некоторые вопросы метаморфизма толщ Атбашинского хребта. Сб. Ин-та геологии АН КиргССР, 1964.
- Балашов Ю. А. Закономерности распространения редкоземельных элементов в земной коре. «Геохимия», 1963, № 2.
- Белянкин Д. С. О щелочных горных породах с ледника Райгородского в Туркестане, собранных И. А. Преображенским. «Изв. СПб. Политехнического ин-та», т. XIII, 1910.
- Буров В. Г., Пуркин М. М., Христов Е. В., Христова М. Н. Суртетинская интрузия щелочных пород. «Зап. Кирг. Отд. ВМО», вып. 5, 1965.
- Бутакова Е. Л. О щелочных породах верховья р. Исфайрам (Алайский хребет). «Зап. ВМО», вторая серия, ч. 79, № 1, 1950.
- Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии (Исфара, северная половина). Труды ВГРС, вып. 194, 1934.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.
- Гаврилин Р. Д. Интрузивные комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). ДАН СССР, 134, 1960, № 5.
- Гаврилин Р. Д. Матчинский массив сиенитов-гранитов. ДАН СССР, 148, 1963, № 2.
- Гаврилин Р. Д. Геологическое строение сложного сиенит-гранитного массива Кызыл-Омпул (Северный Тянь-Шань). «Изв. АН СССР», серия геол., 1964, № 3.
- Гаврилин Р. Д. Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. М., «Наука», 1966.
- Герасимовский В. И. Геохимия тория и урана в щелочных породах. В кн. «Радиоактивные элементы в горных породах», Новосибирск, 1975.
- Главнейшие провинции формации щелочных пород. М., «Наука», 1974.
- Довжиков А. Е. Основные черты геологического строения части системы хребтов Кокшаал. «Мат-лы ВСЕГЕИ», новая серия, вып. 10, 1956.
- Довжиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М., «Недра», 1977.
- Дорфман М. Д., Тимофеев В. Д. К петрографии щелочного массива Ходжажкан. Труды Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 14, 1939.

- Дусматов В. Д. К минералогии одного из массивов щелочных пород. В кн. «Щелочные породы Киргизии и Казахстана», Фрунзе, «Илим», 1968.
- Еськова Е. М., Минеев И. Г. Уран и торий в щелочных породах Урала. «Геохимия», 1962, № 9.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных пород и определение химических типов их. М., 1941.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 2-е изд., М., 1950.
- Захаров А. Д. Нефелиновые сиениты Сандыкского массива и проблема их промышленного освоения. В кн. «Щелочные породы Киргизии и Казахстана», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
- Злобин Б. И. Петрографический очерк и петрохимия щелочной интрузии гор. Сандык (Сов. Киргизия). «Изв. АН СССР», серия геол., 1960, № 2.
- Злобин Б. И. Геохимическое исследование щелочных пород массива Сандык и их генезис. Автореферат канд. дисс., М., 1963.
- Ильинский Г. А. Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. Л., 1970.
- Ифантопуло Т. Н. Редкие земли, тантал, ниобий и цирконий в Ясамском массиве Алай. Труды ИМГРЭ «Особенности распределения редких элементов в изверженных горных породах», М., 1970.
- Ифантопуло Т. Н. Минералого-геохимические особенности щелочных пород Центрального Туркестано-Алая. М., «Недра», 1975.
- Карабаев К. Особенности распределения ртути в альпийской зоне хр. Куитанг. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1973.
- Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III, М., 1960а.
- Карпова Е. Д. Интрузивные и рудные комплексы в тектонических зонах Южного Тянь-Шаня. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», М., Госгеолтехиздат, 1960б.
- Каюмов А. К. О проявлениях нефелиновых сиенитов в горах Кульджуктау. «Узб. геол. ж.», 1965, № 5.
- Каюмов А. К. Петрография и минералого-геохимические особенности Тозбулакского массива гранитоидов и щелочных пород Кульджуктау (Юго-Западные Кызылкумы). Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1969.
- Каюмов А. К. К петрохимии и геохимии интрузивных образований Тозбулакского массива гор Кульджуктау. «Узб. геол. ж.», 1971а, № 1.
- Каюмов А. К. Щелочные породы Южного Тянь-Шаня. В сб. «Материалы II Среднеаз. петр. совещ.», Душанбе, 1971б.
- Каюмов А. К. Корунд и шпиндель в контактово-реакционных зонах нефелиновых сиенитов Тозбулакского массива. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 28, 1975.
- Каюмов А. К., Гаврилин Р. Д. Ванадий, хром, никель в породах сиенит-гранитного Тозбулакского массива (Западный Узбекистан). В кн. «Геология, минералогия и технология обогащения руд», Ташкент, 1976.
- Каюмов А. К., Мушкин И. В. Генетические типы и закономерности размещения нефелиновых пород западной части Южного Тянь-Шаня. В кн. «Нефелиновое сырье», М., «Наука», 1977.
- Каюмов А. К., Рахматуллаев Х. Р. О связи блоковой тектоники магматизма и металлогении гор Кульджуктау. В сб. «Вопросы региональной геологии и петрографии», Ташкент, 1975.
- Каюмов А. К., Хамрабаев И. Х., Магдиев Р. А. Редкие элементы в щелочных породах Северного и Южного Тянь-Шаня. В сб. «Геология и условия размещения нерудных полезных ископаемых», Ташкент, 1980.
- Леонова Л. Л. Поведение урана и тория в интрузивном комплексе повышенной щелочности (на примере массива Кызыл-Омпул, Северный Тянь-Шань). «Геохимия», 1961, № 12.
- Леонова Л. Л. Уран и торий в варисских щелочных интрузиях Матча и Турпи. (Южный Тянь-Шань). «Геохимия», 1964, № 9.
- Ляшкевич З. М. Петрография щелочных массивов западной части Алайского хребта. Автореф. канд. дисс., Львов, 1959.

- Ляшкевич З. М. Особенности строения щелочного массива Турпи. «Изв. АН ТаджССР», отд. геол.-мин. и тех. наук, вып. 2, 1961а.
- Ляшкевич З. М. Кульпский щелочной массив и некоторые вопросы генезиса щелочных пород Туркестано-Алая. В сб. Львовского геол. об-ва, № 7, 1961 б.
- Ляшкевич З. М. Геолого-петрографический очерк массива Турпи. «Изв. АН ТаджССР», 1962, № 5.
- Майоров И. П., Гаврилин Р. Д. Карбонатиты верхнепалеозойской геосинклинали Туркестано-Алая. «Сов. геология», 1971, № 10.
- Минеев Д. А. Предварительные данные о распространенности и распределении РЗЭ в нефелиновых сиенитах разных генетических типов. В кн. «Новые данные по геол., минер., геохимии щелочных пород», М., 1973.
- Москвин А. В. Щелочные породы верховьев р. Ходжаачкан. «Труды Тадж. Памирской экспедиции АН СССР», вып. IV, М., 1932.
- Москвин А. В. Щелочные породы верховьев р. Исфайрам. «Труды Петрогр. ин-та АН СССР», вып. 6, 1934.
- Москвин А. В., Сауков А. А. Щелочные породы р. Джурасай в Южной Фергане. «Труды АН СССР», вып. 7, М., 1931.
- Мушкин И. В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979.
- Никитин И. К. Явление ассимиляций и гибридности в щелочных породах Тагоби-Собах. «Зап. ЛГИ», т. II, вып. 2, 1934.
- Никитин И. К. Верховья р. Исфара и Сох (северный склон Туркестанского хребта). Труды ТПЭ АН СССР, М., 1935.
- Никитин И. К. К геологии северного склона Туркестанского хребта (верховья р. р. Исфара и Ссх), Труды ТПЭ АН СССР, вып. 50, Л., 1936.
- Никифоров Н. А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. В кн. «Условия размещения и вопросы методики прогнозирования», Фрунзе, «Илим», 1969.
- Озерова Н. А. Первичные ореолы рассеяния ртути. Труды АН СССР, вып. 72, 1962.
- Омельяненко Б. И. Явления натриевого метасоматоза в приконтактных частях щелочных массивов р. Ходжаачкан. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 21, М., 1958.
- Осокин Е. Д., Лебедев-Зиновьев А. А. Уран в щелочных породах СССР. В кн. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород», М., 1973.
- Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., «Наука», 1964.
- Попов В. И. История развития поднятий и депрессий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. М., 1973.
- Пуркин М. М. Щелочные породы Киргизии и их рудоносность. Тезисы докл. Среднеазиатского петрографического совещания, Ташкент, 1965.
- Пуркин М. М. Щелочные породы системы хребтов Кокшаал. В кн. «Щелочные породы Киргизии и Казахстана», Фрунзе, «Илим», 1968.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Л., 1959.
- Резвой Д. П. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. Л., 1973.
- Сауков А. А. Геохимия ртути. Труды ГИН АН СССР, вып. 78, № 17, 1946.
- Семенов Е. И. [и др.]. Минералогия щелочных массивов и их месторождений. М., «Наука», 1974.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., 1960.
- Султанмуратов Ш., Мусин Р. А. Металлогенические особенности ртутного и сурьмяного оруденения. В кн. «Региональная металлогения Центральной части Средней Азии», Ташкент, 1979.
- Смыслов А. А. Радиоактивные элементы в изверженных породах Северного Казахстана. «Геохимия», 1958, № 3.

- Федорчук В. П. Металлогения ртути и сурьмы Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IX, М., 1970.
- Хамрабаев И. Х., Каюмов А. К. Гранитоидные формации Узбекистана. Ташкент, 1970.
- Хамрабаев И. Х., Каюмов А. К. Магматические формации и фации Узбекистана. Ташкент, 1977.
- Хасанов А. Х. О генезисе Турпинского массива нефелиновых сиенитов (Гиссаро-Алай). ДАН СССР, т. 10, № 3, 1967.
- Шинкарев Н. Ф. Сурметашский массив гортонолитовых сиенитов (Алайский хр.). В сб. «Геология Средней Азии», Л., 1961.
- Шинкарев Н. Ф. Геология гранитоидных и щелочных интрузий Алае-Туркестанской щелочной провинции. «Вестник ЛГУ», серия геол. и геогр., вып. I, 1963.
- Шинкарев Н. Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Л., 1966.
- Turekian K., Wedepohl R. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, N 2, 1961.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Изученность интрузий щелочных пород Южного Тянь-Шаня	5
Глава II. Геолого-структурные особенности размещения щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня	11
Глава III. Общая характеристика щелочных интрузий Южного Тянь-Шаня	24
Глава IV. Петролого-минералогические особенности главнейших типов щелочных пород	43
Глава V. Петрохимические и геохимические особенности щелочных интрузий	91
Глава VI. Эндогенное оруденение, связанное с щелочными породами	123
Заключение	129
Литература	131

**Абдухаким Каюмович Каюмов,
Кузи Карабаевич Карабаев**

**ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ
В ЮЖНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ**

*Утверждено к печати
Ученым советом ТашГУ
и Научным советом МВССО УзССР*

Редактор *Л. Б. Ходанович*
Технический редактор *В. М. Тарахович*
Корректор *М. Саттарова*

ИБ № 1437

Сдано в набор 1.04.81. Подписано к печати 26.08.81. P08206. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 8,5. Уч.-изд. л. 8,9. Тираж 1000. Цена 1 р. 50 к. Заказ 78.

Адрес Издательства: 700047, Ташкент, ул. Гоголя, 70.
Типография Издательства «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 79.

Цена і р. 50 к.

3676