

Т. Н. Ифантопуло

---

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ  
ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД  
ЦЕНТРАЛЬНОГО  
ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ**

---

# СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Краткая геологическая характеристика Центрального Туркестано-Алая . . . . .	5
Геологическое строение . . . . .	5
Магматизм . . . . .	9
Геолого-петрографическая характеристика щелочных массивов . . . . .	12
Геологическое строение щелочных массивов . . . . .	—
Петрографическая характеристика главных разновидностей пород . . . . .	26
Постмагматические процессы . . . . .	37
Акцессорные минералы и минеральные ассоциации щелочных пород Центрального Туркестано-Алая . . . . .	45
Геохимические особенности щелочных пород Центрального Туркестано-Алая . . . . .	74
Петрохимические особенности . . . . .	74
Редкие элементы . . . . .	87
Тантал и ниобий . . . . .	92
Редкоземельные элементы . . . . .	95
Цирконий . . . . .	100
Торий и уран . . . . .	102
Фтор . . . . .	104
Литий . . . . .	—
Рубидий . . . . .	106
Цезий . . . . .	107
Бериллий . . . . .	—
Бор . . . . .	108
Галлий . . . . .	—
Скандий . . . . .	—
Условия формирования щелочных интрузий Туркестано-Алая . . . . .	110

4  
20  
24  
27

в.  
—  
3'  
1.  
—

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ  
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

---

Т. Н. ИФАНТОПУЛО

МИНЕРАЛОГО-  
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ  
ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД  
ЦЕНТРАЛЬНОГО  
ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ



МОСКВА, «НЕДРА» 1975



**Ифантопуло Т. Н.** Минералого-геохимические особенности щелочных пород Центрального Туркестано-Алая. М., «Недра», 1975. 128.

Рассмотрены особенности геологического строения сложных многофазных щелочных массивов Туркестано-Алая, относимых автором к разным формационным типам. Отмечается связь петрографического и химического состава слагающих массивы пород, характера постмагматических процессов и времени их проявления, а также закономерностей распределения акцессорных минералов и редких элементов в щелочных породах с положением массивов в различных генетических типах палеозойских тектонических структур. Приводится детальное описание минеральных ассоциаций, типоморфных особенностей акцессорных минералов и комплексов редких элементов, отражающих геохимическую специализацию, условия образования и формационную принадлежность щелочных пород. Установлена генетическая и пространственная связь акцессорной редкометалльной минерализации с зонами метасоматически измененных (локально альбитизированных и карбонатизированных) щелочных и вмещающих их осадочных пород.

Табл. 26, ил. 20, список лит.— 58 назв.

Щелочные породы издавна привлекали внимание исследователей как весьма своеобразные геологические образования и объекты, с которыми генетически связаны месторождения и рудопроявления редких и рассеянных металлов. В последнее время они приобрели практический интерес как возможные источники глиноземистого сырья (нефелиновые сиениты).

Природные ассоциации щелочных пород принято относить к двум формациям: щелочно-базальтовой (габброидной) и щелочно-гранитоидной (Тернер, Ферхуген, 1961; Воробьева, 1960, 1963), образование которых обусловлено или дифференциацией базальтовой магмы (подкоровые очаги), или эволюцией гранитного расплава (вероятнее всего, в пределах земной коры) (Воробьева, 1963).

Всестороннему изучению щелочных пород, их петрогенезису, приуроченности к определенным тектоническим структурам, последовательности дифференциации щелочных магм, роли метасоматических процессов в формировании щелочных пород и редкометального оруденения, связанного с ними, посвящены фундаментальные работы многих зарубежных и советских исследователей, таких, как: Р. Дэли, Н. Боуэн, С. Шенд, А. Холмс, А. Н. Заварицкий, Б. М. Куплетский, Ю. А. Билибин, Ф. Р. Апельцин, Е. Л. Бутакова, О. А. Воробьева, Л. С. Бородин, В. И. Герасимовский, А. И. Гинзбург, А. А. Кухаренко, А. С. Павленко, Л. К. Пожарицкая, Б. М. Роненсон, С. В. Свешникова, Ю. М. Шейнманн, Р. М. Яшина и др.

В последние годы особое внимание уделяется изучению закономерностей распределения в щелочных породах редких элементов как индикаторов процессов щелочного магматизма и постмагматических изменений.

В пределах Туркестано-Алайской горной системы Южного Тянь-Шаня известно более тридцати массивов щелочных пород, прослеживающихся полосой от восточной части Алайского до западной части Гиссарского хребтов на расстоянии около 300 км. Щелочные породы отмечаются в Туркестанском (Рокшиф-Сабахский массив), Зеравшанском (Шахисафетский массив), Гиссарском (Искандеркульская группа интрузий) и Алайском (Ходжаачканская группа интрузий и другие) хребтах. Наибольшее число интрузий сконцентрировано в месте сочленения Зеравшанского, Туркестанского и Алайского хребтов и в западной части Алайского хребта — Центральном Туркестано-Алае.

Внедрение щелочных интрузий связано с активизацией тектонических движений в конце верхней перми — начале триаса. Пространственно они тесно ассоциируют с интрузиями гранитоидов пермского интрузивного комплекса, внедрение которых в пределах данного региона происходило в нижнепермскую заключительную фазу складчатости. Щелочные массивы сложены габбро, монцонитами, нефелиновыми, щелочными и кварцевыми сиенитами и лейкократовыми гранитами.

Петрографические разновидности щелочных пород, слагающих массивы, их ассоциации и распределение в них редких элементов свидетельствуют о принадлежности их к различным формационным типам: калиевому щелочно-базальтовому и щелочно-гранитоидному.

---

## КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ

---

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В структурном отношении Центральный Туркестано-Алай является частью герцинской Алай-Кокшаальской складчатой системы, возникшей в верхнем палеозое на месте внутренней части обширной палеозойской геосинклинали, развитие которой и превращение в складчатое сооружение охватывает период от кембрия до перми. Вопросы геологического строения и истории развития этой исключительно сложной области с различной степенью детальности освещены в обширной геологической литературе. Первой наиболее полной сводкой по геологическому строению Туркестано-Алая являлись работы Н. М. Сеницына (1948, 1955, 1957, 1960). На основании фациального анализа палеозойских отложений, возраста и типа основной складчатости и характера магматизма он выделил три разновозрастные герцинские области с пятью структурно-фациальными зонами: раннегерцинскую (Зеравшанская), среднегерцинскую (Зона Высоких предгорий Алая) и позднегерцинскую (Карачатырская, Сурметашская и Южно-Гиссарская). М. М. Кухтиков (1968) дополнил схему Н. М. Сеницына. Он установил тектонические зоны более южных районов.

Д. П. Резвой (1959; Резвой и др., 1969) составил схему тектонического районирования Южного Тянь-Шаня, в основу которой впервые положил выделение различных типов структур, а не возраст основной складчатости в различных зонах. Последней, наиболее полной сводкой по тектонике центральной части Южного Тянь-Шаня является работа К. Л. Волочковича (1970), который на основании формационного анализа выделил генетические типы тектонических структур геосинклинали и орогенного элигеосинклинали этапов развития. Границы структур в пределах Центрального Туркестано-Алая в целом совпадают с границами выделенных ранее Н. М. Сеницыным структурно-фациальных зон (рис. 1).

Ниже даны краткие сведения об основных особенностях геологического строения района, необходимые для понимания условий формирования различных магматических комплексов Туркестано-Алая, причем более детально характеризуются тектонические структуры, к которым приурочены интрузии щелочных пород. За основу

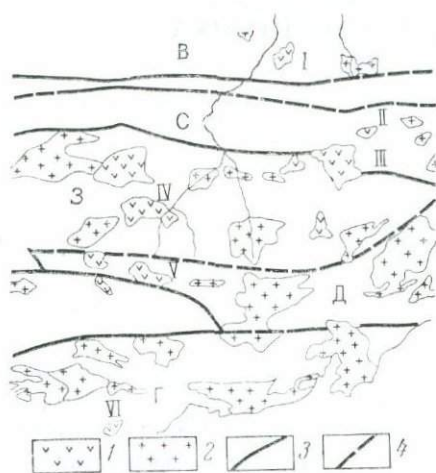


Рис. 1. Тектоническая схема Центрально-Туркестано-Алая (Волочкович, 1973).

Зоны: В — Высоких предгорий Алая; С — Сурметашская; З — Зеравшано-Туркестанская; Д — Даудинская; Г — Гарм-Хайтская.

1 — массивы щелочных пород; 2 — массивы гранитоидов; 3 — региональные разломы прослеженные; 4 — то же, предполагаемые

Щелочные массивы: I — Кштутский; II — Джилсуйский; III — Ходжаачканский; IV — Матчинский; V — Тутекский; VI — Ясманский

собой длительно развивавшийся геосинклинальный (миогеосинклинальный) прогиб (Волочкович, 1970). На севере она граничит с Карачатырской (эвгеосинклинальной) зоной, на юге — с Сурметашской зоной шовных структур по глубинным разломам: на севере — Хайдарканскому, на юге — Талыкско-Каравшинскому. Ширина зоны около 25 км.

Отличительной особенностью зоны является преобладание терригенных образований в основании стратиграфического разреза ( $S_1$ ) и карбонатных — в более верхних частях его ( $S_2^2$ — $C_2$ ). Вулканогенные образования отмечаются только в нижнем силуре и имеют ничтожное развитие. Зона характеризуется почти непрерывным разрезом от нижнего силура до среднего карбона. Суммарная мощность отложений около 9000 м. На антиклинальных поднятиях верхние толщи не сохранились и мощность отложений не превышает 2500—3000 м.

С ранневерхнекарбонными тектоническими движениями связано завершение палеозойского седиментационного цикла зоны, формирование складчатой структуры, сопровождающееся повсеместным развитием надвигов, и образование высокогорного рельефа, нивелировавшегося на протяжении верхнего карбона. Для этой фазы складчатости характерна тенденция перемещения масс с юга на север, вследствие чего поверхности надвигов широтного простирания

принята схема тектонического районирования К. Л. Волочковича, однако автор сохраняет для выделенных структур в основном названия, данные Н. М. Силицыным, учитывая, что среди исследователей Туркестано-Алая эти названия являются общепризнанными.

В пределах Центрального Туркестано-Алая с севера на юг выделяются следующие тектонические зоны: Карачатырская, зона Высоких предгорий Алая, Сурметашская, Зеравшано-Туркестанская, Южно-Гиссарская и Гарм-Хайтская. Интрузии щелочных пород известны в пределах зоны Высоких предгорий Алая, Сурметашской, Зеравшано-Туркестанской и Гарм-Хайтской.

Зона Высоких предгорий Алая охватывает северные склоны Туркестанского и Алайского хребтов и представляет

имеют повсеместно южное падение. Поздневерхнекарбоновые — нижнепермские и пермские — нижнетриасовые движения проявлялись в пределах зоны слабо, но вполне отчетливо. С ними связаны глыбовые перемещения и внедрение интрузий гранитоидов пермского комплекса, субщелочных и щелочных пород пермского — нижнетриасового комплекса.

Сурметашская зона охватывает приводораздельную часть северных склонов Туркестанского и Алайского хребтов и представляет собой зону шовных структур (Волочкович, 1970), характеризующуюся контрастными тектоническими движениями на протяжении всей геологической истории развития складчатой области и интенсивным проявлением магматизма. На севере она граничит с зоной Высоких предгорий Алая, на юге — по глубинному Каратау-Туркестанскому разлому с Зеравшано-Туркестанской геoaнтиклинальной зоной. Ширина зоны около 10—15 км.

Отличительной особенностью зоны является большая суммарная мощность отложений. Стратиграфический разрез начинается граптолитовыми глинистыми сланцами и песчаниками с пластовыми и секущими телами диабазов. Возраст толщи — нижний силур (ландовери). Выше залегает мощная толща глинистых сланцев с прослоями кремнистых сланцев и мелкозернистых песчаников и линзами известняков (венлок — лудлоу). Разрез силурийских отложений заканчивается толщей известняков верхнего силура — нижнего девона.

Девонские отложения представлены мощной толщей известняков и доломитов с прослоями сланцев и грубозернистых песчаников, которые постепенно переходят в толщу массивных серых известняков нижнего карбона, с разрывом и несогласно перекрываемых терригенными отложениями среднего и верхнего карбона, представленными сланцами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и глыбами древних карбонатных пород.

Выше с резким угловым несогласием залегают массивные известняковые конгломераты пермо-карбона. Большая мощность их и интенсивная дислокация указывают на большую интенсивность тектонических движений пермского времени. Складчатые структуры зоны так же, как и структуры зоны Высоких предгорий Алая, характеризуются в основном широтным простиранием и отклоняются в восточной части Алайского хребта на северо-восток.

Таким образом, в течение среднего и верхнего палеозоя Сурметашская зона была длительно развивавшимся прогибом. В пермское время происходят интенсивные складкообразовательные движения.

Зеравшано-Туркестанская зона охватывает южные склоны и осевую часть Туркестанского и Алайского хребтов. Южная граница зоны проходит по линии Зеравшанского глубинного (краевого; Резвой, 1959) разлома. Ширина ее варьирует от 25 до 50 км.

В целом зона — устойчивое геoaнтиклинальное поднятие с преобладающим развитием терригенных осадочных формаций. Стратигра-

фический разрез начинается проблематично докембрийскими образованиями, представленными сложно дислоцированными кристаллическими сланцами. Силурийское время характеризуется интенсивным погружением и образованием мощных (до 5,5 км) толщ глинистых и углистых сланцев, косослоистых сланцев и песчаников с прослоями карбонатных и кремнистых пород ландовери, венлока и лудлоу. Выше залегают известняки и конгломераты нерасчлененного среднего и нижнего девона. Эти осадки — наиболее молодые образования зоны. Разные горизонты силурийских отложений местами перекрываются с резким угловым несогласием континентальными осадками лейаса. В восточной части этой зоны в разрезе существенную роль играют вулканогенные отложения — терригенно-вулканогенная толща. Область развития этих отложений выделена К. Л. Волочковичем (1970) в самостоятельное Даудинское геосинклинальное поднятие (см. рис. 1).

Гарм-Хаитская зона территориально совпадает с областью Каратегина. Наибольшая ширина зоны 30 км (район Гарма). Северная граница проходит по Каратегинскому, южная — по Вахшскому разломам. Преобладающими отложениями являются метаморфические породы, представленные биотит-плагиоклазовыми и биотитовыми сланцами с прослоями и линзами мраморов, роговиков и гнейсов докембрия (так называемая каратегинская свита) \*. На кристаллическом метаморфическом основании залегают неметаморфизованные нижнекаменноугольные (данные Бурмакина) отложения, пользующиеся очень малым распространением (имеют место за пределами Центрального Туркестано-Алая).

К. Л. Волочкович (1970) на основании анализа и сопоставления выделенных им комплексов (рядов) и отдельных формаций эффузивно-осадочных пород, характеризующих особенности развития тектонических структур, в которых они накапливались, выделил два этапа в развитии Центрального Туркестано-Алая: геосинклинальный, охватывающий нижний и средний палеозой от кембрия до нижнего карбона включительно, и эпигеосинклинальный (орогенный) — от среднего карбона до нижнего триаса.

В геосинклинальном этапе отчетливо выделяются три стадии развития: первая стадия (кембрий — ордовик) отмечена небольшим размахом движений, морским режимом осадконакопления и образованием карбонатно-терригенных формаций; вторая стадия ( $S_1$ — $S_2$ ld) — повсеместным погружением и накоплением мощных толщ песчаников и сланцев с подчиненным значением известняков и эффузивов основного состава; третья стадия (от верхнего силура до начала среднего карбона) — дифференцированными движениями, развитием устойчивых геосинклинальных поднятий (Зеравшано-Туркестанского и Гарм-Хаитского), геосинклинальных прогибов

\* А. С. Шадчинев и другие исследователи (1970) обнаружили в каратегинской свите (междуречье Ясман — Сурхоб) фауну силурийского, каменноугольного и девонского возраста.

эвгеосинклинального (Карачатырского) и миеосинклинального (зоны Высоких предгорий Алая и Южно-Гиссарского) типов, зоны шовных структур (Сурметашская) и различными условиями осадко-накопления в пределах разных тектонических структур.

Переход от геосинклинального этапа к орогенному продолжался от башкирского до нижнемосковского века включительно. Орогенное развитие ранее всего началось в областях положительных структур (геоантиклинальных поднятиях) и запаздывало в областях геосинклинальных прогибов, особенно шовных и эвгеосинклинальных. В течение орогенного этапа развития происходило общее воздымание района и образование Кульджуктау-Алайского сводово-глыбового поднятия, интеграция тектонических структур геосинклинального этапа развития. С севера на юг от сводово-глыбового поднятия сформировались крупные Карачатырская и Южно-Таджикская впадины, характеризующиеся устойчивым прогибанием и накоплением мощных толщ песчаников и конгломератов средне-верхнекаменноугольного возраста. В пределах самого Кульджуктау-Алайского поднятия на месте Сурметашской зоны шовных структур сформировался узкий линейный прогиб протяженностью в несколько сотен километров, в котором в течение  $C_3$ — $P_1$  накопилась мощная толща конгломератов пермо-карбона.

Наиболее интенсивные тектонические движения орогенного этапа, судя по изменению и взаимоотношениям осадочных формаций, фиксируются на рубежах: 1) нижне- и верхнемосковского веков среднего карбона; 2) верхнего карбона — нижней перми; 3) нижней и верхней перми.

С орогенным этапом развития связан интенсивный верхнепалеозойский интрузивный магматизм в пределах Центрального Туркестано-Алая. С триаса начинается платформенный этап развития. К юрскому периоду сформировавшаяся в конце палеозоя горная страна была превращена в пенеплен. В плиоцене начинаются интенсивные тектонические движения эпиплатформенного орогенного этапа развития, в результате которых сформировался современный орогенный орографический облик Центрального Туркестано-Алая.

## МАГМАТИЗМ

Изверженные породы в пределах Центрального Туркестано-Алая развиты довольно широко и представлены как эффузивными, так и интрузивными образованиями. Возраст эффузивных пород — от нижнего кембрия до нижнего карбона, но наиболее интенсивная вулканическая деятельность имела место в верхнем силуре и нижнем девоне. Породы представлены лавами спилитовой серии и диабазовыми порфиритами, слагающими вытянутые в широтном направлении свиты эффузивно-сланцевых пород. В среднем девоне эффузивная деятельность заметно затухает, а в верхнем девоне прекращается совсем.

Интрузивные образования отмечаются в диапазоне от силура

до триаса и представлены породами следующих магматических комплексов (Баратов, 1966; Гаврилин, 1960): силурийский — диабазов; нижне-среднекаменноугольный — ультраосновных пород; средне-верхнекаменноугольный — гранитоидов; пермский — щелочноземельных гранитов; пермо-триасовый — субщелочных и щелочных пород.

Наиболее интенсивно интрузивная деятельность, с которой связано формирование многочисленных интрузий гранитоидов, проявилась в перми. Гранитоиды имеют активные контакты с отложениями нижней перми; верхняя возрастная граница их определена по находкам гальки этих пород в конгломератах юры и трансгрессивным налеганием на граниты меловых отложений.

В пределах пермского комплекса гранитоидов выделяются следующие группы пород: гранодиориты, кварцевые диориты, порфирировидные и мелкозернистые лейкократовые граниты. Породы группы гранодиоритов и кварцевых диоритов наиболее широко распространены к востоку от р. Сох и приурочены главным образом к границе зоны Высоких предгорий Алая и Сурметашской зоны. Другие массивы этой группы приурочены к районам верхнекарбонных депрессий или их периферии.

Породы второй группы слагают крупные интрузии порфирировидных гранитов в восточной части Туркестанского и приводораздельной части Алайского хребтов. С ними тесно связаны небольшие интрузии лейкократовых мелкозернистых гранитов, а в пределах Туркестанского хребта — поля редкометалльных пегматитов. Граниты имеют активные, секущие контакты с кварцевыми диоритами и гранодиоритами, а следовательно, их возраст более молодой. Особенностью интрузий гранитов является их отчетливо выраженная приуроченность к Зеравшано-Туркестанскому геоантиклинальному поднятию. На основании такого пространственного обособления гранитоидных интрузий пермского комплекса Д. П. Резвой (1959) выделил две магматические провинции: Зеравшанскую (западную), в которой развиты преимущественно интрузии гранитного состава, и Кичикалайскую (восточную), в которой развиты преимущественно интрузии кварцевых диоритов и гранодиоритов, характеризующихся более сложным строением и более основным составом пород. Резкие, секущие контакты гранитоидных интрузий с вмещающими породами, отсутствие в них гнейсовидных текстур в зонах эндоконтактов свидетельствуют о постскладчатом характере их внедрения, причем отчетливой связи гранитоидных интрузий с синхронными им эпигеосинклинальными структурами не отмечается. В то же время устанавливается отчетливая связь между строением и составом гранитоидных интрузий с древними тектоническими структурами, обусловленная, по-видимому, палингенным происхождением гранитной магмы.

На территории Туркестано-Алая широко развиты щелочные породы пермо-триасового интрузивного комплекса, внедрение которых обусловлено активизацией тектонических движений на границе па-

леозоя и мезозоя. Интрузии щелочных пород расположены в пределах различных тектонических зон и прорывают разновозрастные отложения от докембрия (Ясманский массив) до нерасчлененной толщи пермо-карбона (Джилисуйский и Ходжаачканский массивы). В бассейне р. Исфайрам Н. Ф. Шинкаревым установлено стратиграфическое перекрывание щелочных пород юрскими песчаниками. В пределах отдельных массивов определен абсолютный возраст щелочных пород, который укладывается в диапазон верхней перми — триаса (190—278 млн. лет). Исключение представляют определения абсолютного возраста щелочных пород Тутекского массива (Баратов и др., 1969), согласно которым возраст нефелиновых сиенитов составляет  $22 \pm 34 \pm 2$  млн. лет (палеоген — нижний геоген), а пегматитов нефелиновых сиенитов  $58 \pm 2$  млн. лет.

Массивы щелочных пород характеризуются сложным, многофазным строением и исключительным разнообразием слагающих их пород, причем в их распределении отмечается отчетливо выраженная закономерность. В настоящее время в пределах Центрального Туркестано-Алая более или менее детально изучены более 20 массивов щелочных пород. Северная цепь интрузий тяготеет к границе Сурметашской зоны и зоны Высоких предгорий Алая и в целом контролируется положением разделяющего их глубинного разлома. В строении этих массивов принимают участие габбро и монцониты, субщелочные и щелочноземельные граниты, граносиениты, сиениты, сиенит-диориты, щелочные и нефелиновые сиениты. В целом для этой провинции характерно трехфазное строение массивов: 1 — габбро и монцониты; 2 — субщелочные и щелочноземельные граниты-сиениты и 3 — щелочные и нефелиновые сиениты.

Массивы южной провинции тяготеют к границе Сурметашской и Зеравшано-Туркестанской зон (Джилисуйский, Ходжаачканский, Кульясский, Утренский, Райгородского, Рокшиф-Сабахский) и Зеравшано-Туркестанской и Южно-Гиссарской зон (Тутекский, Даррапиозский, Шахисафетский). Положение массивов контролируется глубинными разломами, ограничивающими с севера и юга Зеравшано-Туркестанское геоантиклинальное поднятие. Часть массивов расположена в пределах Зеравшано-Туркестанской (Матчинский, Недоступный) и Гарм-Хантской (Ясманский) зон. Эти массивы слагают нефелиновые и щелочные сиениты, кварцевые сиениты и лейкократовые, часто турмалинсодержащие граниты. В целом для массивов присуще также трехфазное строение: 1) нефелиновые и щелочные сиениты, 2) кварцевые сиениты и 3) граниты.

Массивы северной провинции в отличие от южной имеют более меланократовый и основной состав слагающих их пород.

Таким образом, в распределении различных групп щелочных пород пермо-триасового интрузивного комплекса сохраняется та же закономерность, что и для гранитоидных интрузий пермского комплекса, с которыми они обнаруживают тесную пространственную ассоциацию.

## ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

Щелочные массивы Центрального Туркестано-Алая являются сложными многофазными образованиями и характеризуются большим разнообразием химического и петрографического состава слагающих их пород. Присутствие габбро и монзонитов в пределах Кштутского, Саркендского и других массивов зоны Высоких предгорий Алая дало основание относить их к щелочно-габброидной (Шейнманн, Апельцин, Нечаева, 1961) или калиевой щелочно-базальтоидной (Шинкарев, 1966; Осокин, 1970) формациям; остальные — более южные — массивы отнесены к щелочно-гранитоидной формации. Иной точки зрения придерживаются Р. Д. Гаврилин, Л. Л. Перчук, З. М. Ляшкевич, которые объединяют все массивы щелочных пород в щелочно-гранитоидную формацию. Итак, Кштутский массив сложен следующими главными разновидностями пород: габбро и монзонитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами. В образовании более южных массивов: Ходжаачканского, Джиллисуйского, Матчинского, Тутекского, Ясманского принимают участие нефелиновые и щелочные сиениты, кварцевые сиениты и лейкократовые субщелочные и щелочные граниты. Процентные соотношения выделенных групп пород в пределах каждого массива весьма различны. Так, Джиллисуйский массив нацело сложен нефелиновыми сиенитами, они же являются и преобладающей разновидностью в Ходжаачканском и Тутекском массивах. Щелочные сиениты широко распространены в пределах Матчинского и Ясманского массивов. Кварцевые сиениты как самостоятельная фаза присутствуют в Ходжаачканском массиве. В пределах Матчинского и Ясманского массивов они хотя и занимают значительную площадь, но имеют с нефелиновыми и щелочными сиенитами постепенные переходы, развиты в основном в эндоконтакте щелочных интрузий и являются фациальной разновидностью сиенитов. Лейкократовые граниты широко развиты в пределах Ясманского массива, где они слагают больше половины его площади.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

Кштутский массив расположен на северном склоне Алайского хребта на правом берегу р. Сох и приурочен к Кшемыш-Аллаудинскому антиклинорию. Вмещающие породы — отложения известняково-сланцевой свиты ( $S_{2w} - 1d$ ) — представлены белыми и светло-серыми известняками с прослоями черных листоватых сланцев и смьты в линейные складки субширотного простирания. В плане массив имеет изометричную форму; площадь его 12 км<sup>2</sup> (рис. 2); по отношению к складчатым структурам вмещающих пород является несогласным. Контакты падают под массив на севере под углом около 30°, на востоке и юге 50—70°.

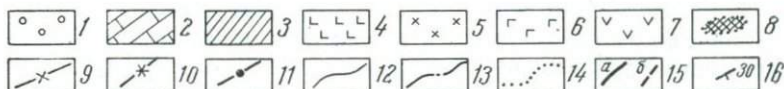
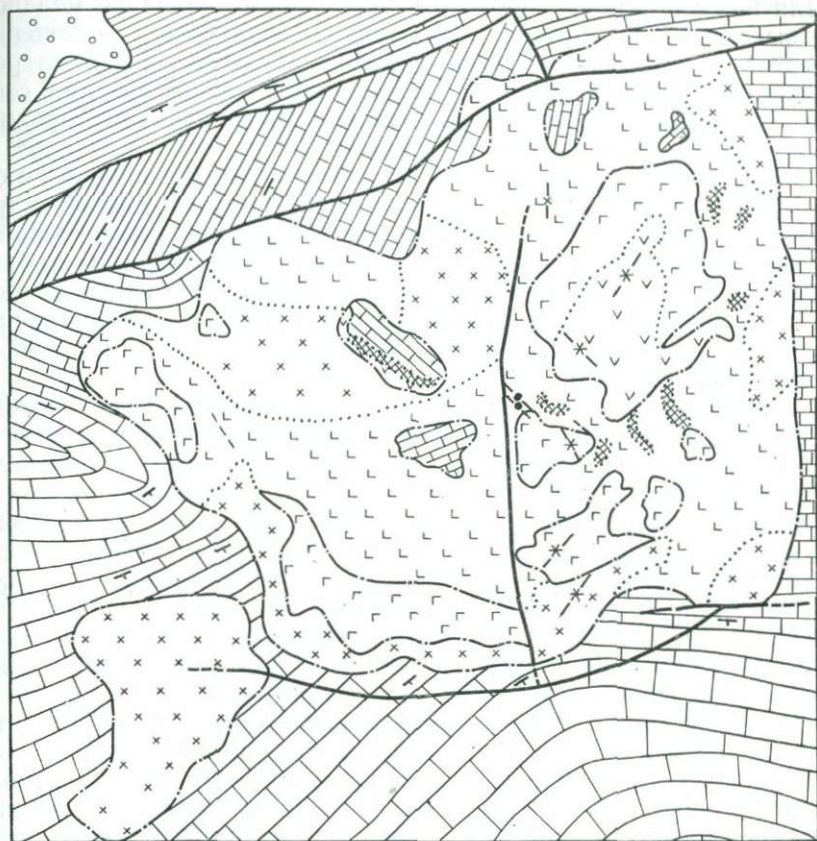


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Кштутского массива (по данным Н. Ф. Шинкарева, Л. Л. Перчука).

1 — габбро, конгломераты, Q; 2 — известково-сланцевая толща,  $S_2w+ld$ ; 3 — песчаниково-сланцевая толща,  $S_1n+w$ ; 4 — щелочные сиениты; 5 — нефелиновые сиениты; 6 — габбро; 7 — гибридные породы; 8 — скарны; 9 — кварц-полевошпатовые жилы; 10 — дайки лейкократовых сиенитов, сиенит-порфиров; пироксен-биотитовых сиенитов; 11 — кальцитовые жилы; 12 — геологические границы; 13 — интрузивные границы; 14 — границы постепенных переходов; 15 — тектонические нарушения; а — прослеженные, б — предполагаемые; 16 — элементы залегания

Массив сложен породами двух последовательных интрузивных фаз: 1) габбро и монцитониты (16%), 2) нефелиновые и щелочные сиениты (соответственно около 32 и 52% площади массива).

Габбро и монцитониты образуют два крупных дугообразных выхода в южной и северо-восточной частях массива и ряд более мелких выходов и ксенолитов среди нефелиновых и щелочных сиенитов.

Для них характерно полосчатое строение: чередование меланократовых габбро и более лейкократовых монцонитов с постепенными переходами. Контакты габбро с нефелиновыми сиенитами резкие секущие. В габбро отмечаются участки эруптивной брекчии, состоящей из многочисленных обломков габбро, пронизанных прожилками нефелиновых сиенитов (Шинкарев, 1966).

Габбро представляет собой породу темно-зеленого цвета с большим содержанием пироксенов и амфиболов, с массивной и трахитоидной текстурой и средне- до крупнозернистой структурой. На контакте со щелочными сиенитами появляются крупные таблитчатые кристаллы калиевого полевого шпата. Вдоль контакта габбро с известняками отмечаются скарны пироксенового и гранат-пироксенового состава с флогопитом, биотитом, роговой обманкой, эпидотом, серпентином.

Нефелиновые сиениты образуют два крупных тела в южной и северо-западных частях интрузии и апофизообразное тело к юго-западу от массива (размеры его  $1200 \times 600$  м<sup>2</sup>), а также ряд мелких тел в восточной части его. Нефелиновые сиениты — светло-серые и серые породы со средне- и крупнозернистой, часто порфиоровидной структурой и массивной текстурой, с крупными зернами светло-серого микроклина, серого или зеленоватого нефелина, изредка желтого канкринита и темно-зеленого амфибола. В сильно трещиноватых породах нефелин замещается содалитом, встречаются чешуйки биотита. Характерно повсеместное присутствие граната. По направлению к контакту с вмещающими породами происходит уменьшение количества нефелина до полного его исчезновения и увеличение темноцветных минералов — пироксена, амфибола и биотита.

Щелочные сиениты распространены наиболее широко и связаны с нефелиновыми сиенитами постепенными переходами, выражающимися в постепенном исчезновении нефелина и обогащении породы микроклином, плагиоклазом и темноцветными. Выделяются две разновидности щелочных сиенитов: лейкократовые и меланократовые. Лейкократовые разности развиты непосредственно вблизи нефелиновых сиенитов, а также в виде шлиров в последних, меланократовые — вблизи контакта с габбро и с вмещающими известняками. На контакте сиенитов с габбро и известняками появляются скаполит-амфибол-гранитовые скарны с большим количеством эпидота, цонзита и кальцита.

Известняки в зоне экзоконтакта интрузии мраморизованы, а непосредственно у контакта превращены в мелкозернистые мраморы. Мощность их различна и зависит от характера контакта: на северном и северо-западном контактах интрузии мощность их большая, на восточном — незначительная. На контакте породы перемяты и передроблены. В сиенитах встречаются ксенолиты известняков, размером от нескольких метров до  $100 \times 300$  м<sup>2</sup>, по которым местами развиваются скарны. Вблизи скарнов отмечаются гибридные разности сиенитов, характеризующиеся большой пестротой состава. В породах появляются скаполит, мусковит, анальцит,

цоизит, эпидот, увеличивается количество апатита, граната и темноцветных.

Жильные образования представлены многочисленными, крайне неравномерно распространенными дайками монцонит-порфиров, нефелиновых и щелочных сиенитов, сиенит-порфиров, секущих габброиды. Мощность даек колеблется от нескольких десятков сантиметров до 3 м, протяженность до 50—100 м. Большое количество даек лейкократовых средне- и крупнозернистых щелочных сиенитов приурочено к периферии интрузивных тел габбро.

Вблизи зоны разлома в центре массива в щелочных сиенитах развито большое количество гидротермальных барит-кальцитовых и кальцитовых жил северо-западного простирания мощностью от 0,2 до 1 м. В жилах отмечаются листочки флогопита, в основном в зальбандах, и светло-зеленые призматические кристаллы апатита.

Джилисуйский массив расположен в верховьях р. Ходжаачкан (при слиянии рек Гаумыш, Джилису, Лойсу). Массив прорывает ядро брахисинклинальной складки, образованной песчано-сланцевой толщей с прослоями известняков и конгломератов с известковым цементом верхнего карбона и пермо-карбона. Массив в плане имеет овальную форму площадью около 6 км<sup>2</sup> (рис. 3). Контакты интрузии с вмещающими породами секущие с крутым падением (60—70°) к центру массива, реже в сторону вмещающих пород. Интрузия однофазная, слабо эродированная: в междуречье Джилису и Лойсу отмечаются участки кровли, представленной сланцами.

Наиболее широко распространены биотитовые нефелиновые сиениты, которые слагают в основном центральную часть массива и представляют неравномернозернистую (преобладают среднезернистые разности) породу с массивной, реже трахитоидной текстурой. Ближе к контакту интрузии биотитовые нефелиновые сиениты сменяются эгириновыми нефелиновыми сиенитами, которые развиты значительно меньше и представлены серой среднезернистой породой с трахитоидной, реже массивной текстурой. На контакте с известняками и сланцами в сиенитах увеличивается количество эгирина, порода становится темноцветной и мелкозернистой. В значительном количестве появляются кальциевые минералы: меланит, сфен, кальцит. Разновидностью биотитовых нефелиновых сиенитов являются довольно распространенные в виде крупных изометричных шпиров магнетитовые нефелиновые сиениты. Часто такие шпирь отделены от биотитовых разностей тонкой каймой мелкозернистого магнетита.

Характерно присутствие большого количества довольно крупных (от первых метров до 5—10 м в диаметре) шпиров пегматоидных разностей сиенитов. Контакты их обычно резкие, отчетливые, но очень неровные. По составу они более лейкократовые, чем вмещающие их нефелиновые сиениты. Пегматиты сложены на 90—95% крупными (до 1—1,5 см, часто до 3—5 см) таблитчатыми кристаллами микроклин-пертита и эгирина, биотита или магнетита.

В пределах массива развиты либнеритовые и канкринит-сода-

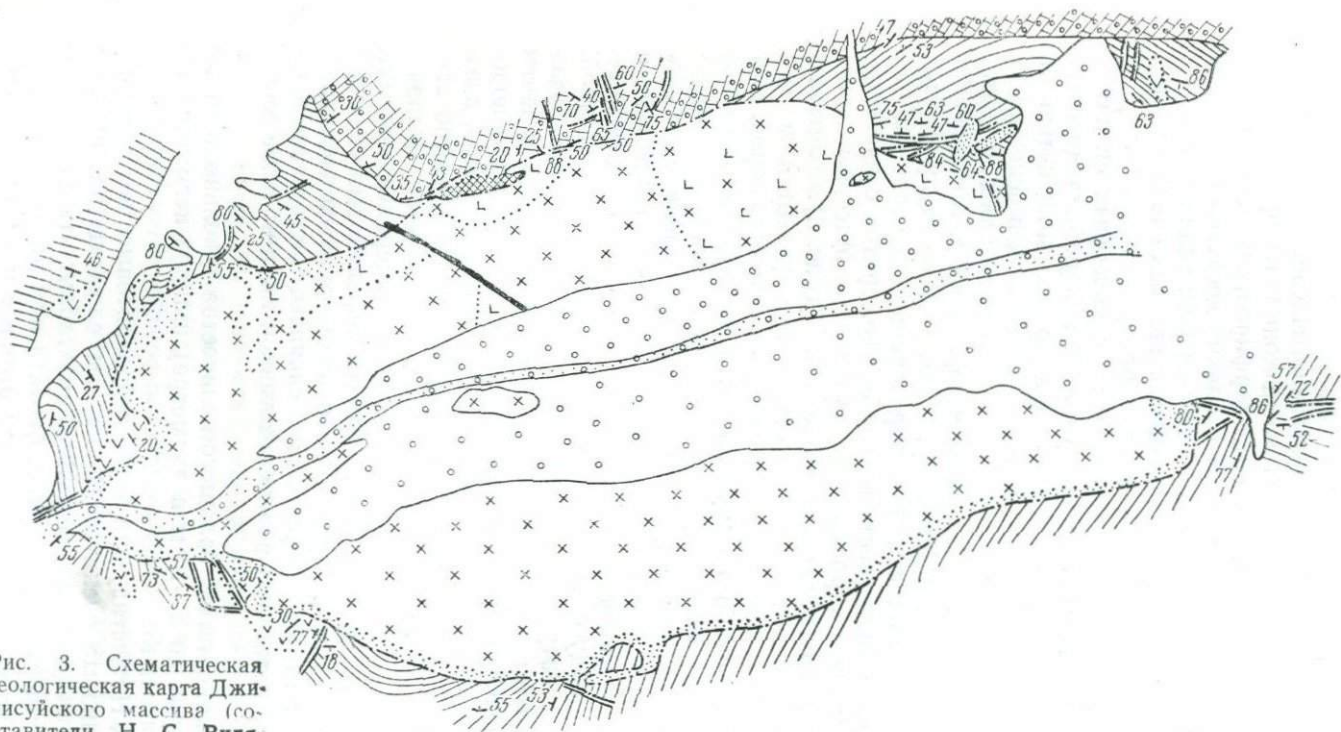
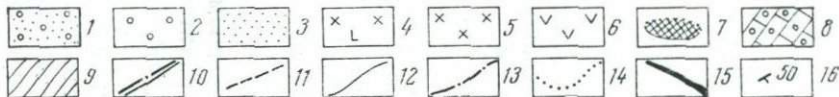


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Джизусайского массива (составители Н. С. Видякин, Д. П. Ситников),

1 — аллювиальные образования; 2 — делювиальные образования; 3 — интенсивно албитизированные сиениты; 4 — магнетитовые и либнеритовые сиениты (gP-T<sub>1</sub>); 5 — биотитовые, биотит-пироксеновые и биотит-магнетитовые нефелиновые сиениты (gP-T<sub>1</sub>); 6 — метасоматически измененные сланцы; 7 — скарны; 8 — известняковые конгломераты верхнего карбона — нижней перми (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>); 9 — глинистые алевритовые и песчанистые сланцы верхнего карбона (C<sub>3</sub>); 10 — альбититовые дайки; 11 — кальцитовые и кальцит-флюоритовые жилы; 12 — геологические границы несогласные; 13 — интрузивные границы; 14 — границы постепенного перехода; 15 — тектонические нарушения; 16 — элементы залегания.



1 — аллювиальные образования; 2 — делювиальные образования; 3 — интенсивно албитизированные сиениты; 4 — магнетитовые и либнеритовые сиениты (gP-T<sub>1</sub>); 5 — биотитовые, биотит-пироксеновые и биотит-магнетитовые нефелиновые сиениты (gP-T<sub>1</sub>); 6 — метасоматически измененные сланцы; 7 — скарны; 8 — известняковые конгломераты верхнего карбона — нижней перми (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>); 9 — глинистые алевритовые и песчанистые сланцы верхнего карбона (C<sub>3</sub>); 10 — альбититовые дайки; 11 — кальцитовые и кальцит-флюоритовые жилы; 12 — геологические границы несогласные; 13 — интрузивные границы; 14 — границы постепенного перехода; 15 — тектонические нарушения; 16 — элементы залегания.

литовые сиениты, образовавшиеся за счет изменения биотитовых и эгириновых сиенитов, с которыми они имеют постепенные переходы.

Все разновидности сиенитов довольно интенсивно альбитизированы вплоть до образования мономинеральных альбититов.

В северном экзоконтакте интрузии известняковые конгломераты превращены в волластонитовые скарны, сложенные микроклин-пертитом, биотитом, эгирин-авгитом и волластонитом. Аналогичные породы встречены в юго-восточной части интрузии Ходжаачкан на контакте с известняками, где мощность волластонитовых скарнов достигает 300 м (Омельяненко, 1958).

Сланцы у контакта с интрузией подвергались сиенитизации, обусловленной выносом  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  и привносом щелочей. Неизмененные сланцы представляют мелкозернистую породу черного или темно-серого цвета с хорошо выраженной сланцеватостью и сложенную зернами кварца, плагиоклаза, реже роговой обманки, сцементированных пелитовым материалом с чешуйками серицита. Сиенитизированные сланцы сложены микроклин-пертитом — около 60%, альбитом 10—15%, щелочным амфиболом (баркевикитом) — около 25%, флюоритом 1—2%.

Жильные образования представлены многочисленными дайками сиенит-аплитов мощностью от десятков сантиметров до 1—3 м, приуроченных в основном к зоне эндоконтакта массива.

Ходжаачканский массив расположен на северном склоне Алайского хребта между реками Лойсу и Тильбе (левыми притоками р. Ходжаачкан) и приурочен к зоне шовного разлома. Вмещающими породами являются известково-сланцевая и сланцевая толщи верхнего силура и толща пермо-карбона, представленная сланцами и известняковыми конгломератами, смятыми в крутую антиклиналь. Массив в плане имеет изометричную форму (рис. 4) с северным и южным контактами, падающими под интрузив под углом 70—80°, и вертикальными западным и восточным контактами (Шинкарев, 1966). Площадь массива около 57 км<sup>2</sup>. Сложен он породами трех фаз: нефелиновыми сиенитами (86%), кварцевыми сиенитами (~5%), мелкозернистыми гранитами (~9% площади массива).

В строении массива преобладают биотитовые нефелиновые сиениты, представленные средне- и крупнозернистыми породами массивной, реже трахитоидной текстуры. Несколько меньше распространены эгирин-авгитовые сиениты, которые отмечаются в основном в эндоконтакте массива. Содержание эгирин-авгита в них колеблется от 6% в лейкократовых до 55% в меланократовых разновидностях.

Пегматиты нефелиновых сиенитов встречаются редко и образуют щилры в сиенитах. Они более интенсивно альбитизированы, чем окружающие их породы. Часто пегматоидные разности почти полностью замещены мелкозернистым агрегатом альбита, в массе которого обнаружены реликты крупнокристаллических пород.

Кварцевые сиениты установлены по периферии массива и имеют четкие контакты с нефелиновыми сиенитами. Они характеризуются

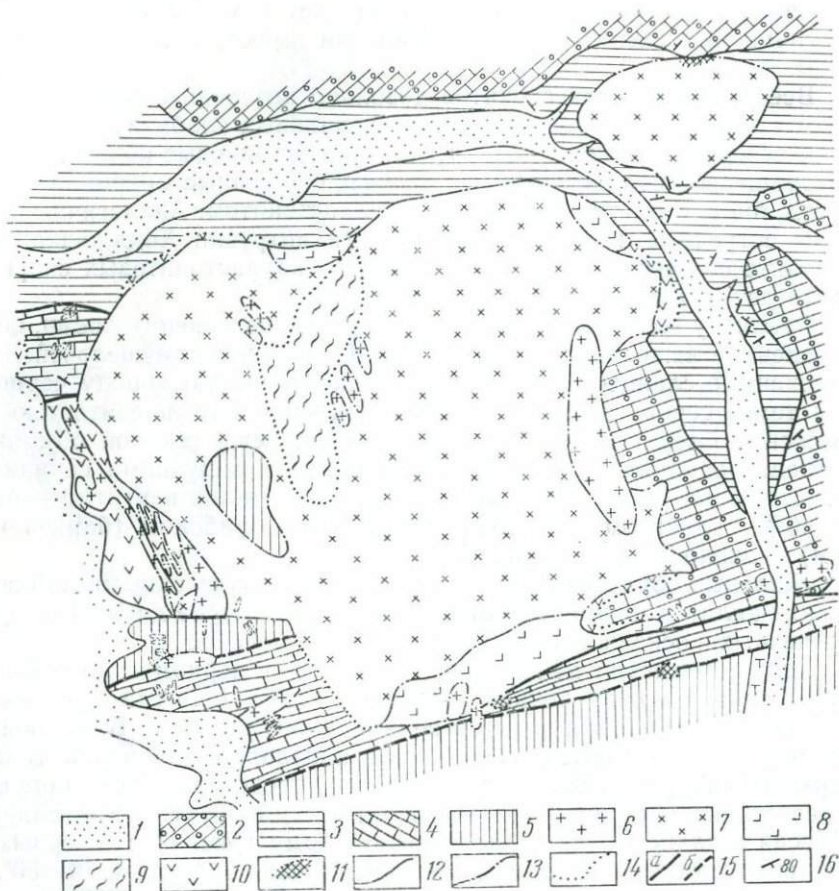


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Ходжаачканского массива (по данным Б. И. Омеляненко и И. П. Майорова).

1 — четвертичные аллювиальные отложения, Qal; 2 — известняковые конгломераты,  $C_3-P_1$ ; 3 — сланцевая толща,  $C_3$ ; 4 — известняково-сланцевая толща,  $S_2ld-w$ ; 5 — песчаниково-конгломерато-сланцевая толща,  $S_1w-ln$ ; 6 — мелкозернистые граниты,  $\gamma P-T_1$ ; 7 — нефелиновые сиениты,  $\epsilon P-T_1$ ; 8 — кварцевые сиениты; 9 — мигматиты и ленточные сиенито-гнейсы; 10 — альбитизированные сланцы; 11 — волластонитовые скарны; 12 — геологические границы несогласные; 13 — интрузивные границы; 14 — границы постепенных переходов; 15 — тектонические нарушения: а — прослеженные, б — предполагаемые; 16 — элементы залегания

неравномернозернистой структурой и непостоянным составом. Отмечаются биотитовые, биотит-амфиболовые и пироксеновые разности.

В центральных частях массива, а также в северо-западном экзоконтакте его развиты мигматиты и ленточные сиенито-гнейсы, состоящие из тонких чередующихся полос, обогащенных то альбитом, то пироксеном. Полосы имеют меридиональное простирание, параллельное вытянутости ксенолитов сланцев.

Породы третьей фазы представлены лейкократовыми биотитовыми гранитами, слагающими довольно крупное дайкообразное тело в восточной части массива и ряд более мелких тел в центре и по периферии массива. Граниты — мелкозернистые породы с массивной текстурой. В эндоконтакте количество биотита уменьшается и появляется турмалин, который часто является единственным темноцветным минералом гранита. Распределение его в породе очень неравномерное, обычно он образует шлировые скопления.

Матчинский массив расположен в осевой части западного окончания Алайского хребта в верховье р. Актерек. Массив приурочен к ядру крупной синклиналиной складки, крылья которой сложены сильно метаморфизованными тонкослоистыми сланцами лудлоу. Сланцы смяты в линейные, часто изоклиналиные, запрокинутые на север складки субширотного простирания. Азимут падения сланцев изменяется от 0—20° С—СВ до 180—200° Ю—ЮЗ. Углы падения варьируют от 60 до 90°. Сланцы по составу кварцево-сланцевые, изредка с прослоями алевролитов. В зоне экзоконтакта они фенитизированы. Наиболее широко фениты развиты в юго-восточном экзоконтакте интрузии в нижнем течении р. Тутексу. В них появляются вкрапленники изометричных зерен микроклина и короткопризматических кристаллов альбита, часто с полисинтетическим строением. В наиболее крупных порфиробластах микроклина отмечаются реликты сланцев.

В целом массив имеет овальную форму, площадь его около 30 км<sup>2</sup> (рис. 5). Контакты массива с вмещающими породами интрузивные с большим количеством мелких апофиз; северный контакт в основном согласный и падает на юг и юго-запад под углом 80—85°, южный — несогласный, круто падает на северо-запад. Массив слабо эродирован, о чем свидетельствует большое количество ксенолитов кровли и широкое развитие пегматоидных образований. Он сложен биотитовыми, амфиболовыми и пироксеновыми нефелиновыми сиенитами (25%), щелочными и кварцевыми эгириновыми и биотитовыми сиенитами (65—67%). Между всеми разновидностями сиенитов наблюдаются постепенные переходы. Аналогичные взаимоотношения были отмечены И. К. Никитиным (1936), Л. Л. Перчуком (1964), Н. Ф. Шинкаревым (1966).

Нефелиновые сиениты образуют отдельные выходы в западной и центральной частях массива. Они представляют крупно- и среднезернистую породу с массивной, реже трахитоидной текстурой. Вдоль контакта выходов биотитовых нефелиновых сиенитов со сланцами наблюдается зона мигматитов — чередование лейкократовых и меланократовых нефелиновых и безнефелиновых биотитовых и эгирин-авгитовых сиенитов с большим количеством ксенолитов сланцев. Зона мигматитов сменяется неизменными сланцами с большим количеством линзообразных даек биотитовых и эгирин-авгитовых нефелиновых сиенитов. Мощность даек колеблется от 2—5 до 10—15 м и более, по простиранию прослеживаются на десятки метров (до 100—200 м), азимут падения 140—150°, угол падения 65—70°.

Контакты даек с вмещающими сланцами резкие; сланцы на контакте обогащены альбитом. Отмечаются резкие раздувы и пережимы даек, многочисленные ответвления во вмещающие породы. В центральных частях даек сиениты более лейкократовые и крупнозернистые, часто пегматоидные.

Среди нефелиновых сиенитов отмечаются шпирь пегматитов, сложенные крупными кристаллами серого микроклина, плагиоклазом, зеленым нефелином, биотитом или эгирин-авгитом. Нефелин почти полностью замещен желтым канкринитом. В пегматитах много циркона и флюорита. В центральных частях шпиров текстура пегматитов массивная, к периферии — трахитоидная.

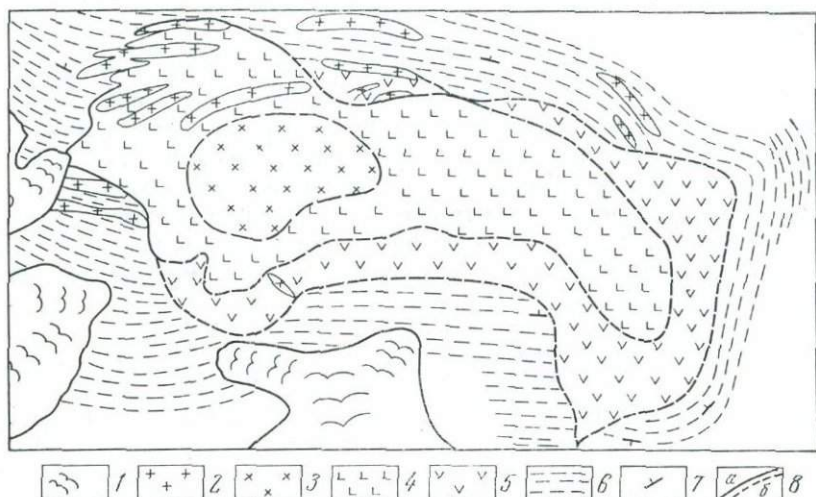


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Матчинского массива (использованы материалы И. П. Майорова и Р. Д. Гаврилина, 1963).

1 — ледники, Qgl; 2 — граниты,  $\gamma P-T_1$ ; 3 — нефелиновые сиениты,  $\epsilon P-T_1$ ; 4 — щелочные сиениты,  $\rho P-T_1$ ; 5 — зона инъекции; 6 — вмещающие породы силура; 7 — элементы залегания; 8 — контакты: а — резкие несогласные, б — постепенные

Щелочные сиениты слагают основную часть массива и характеризуются большой лестротой состава. Преобладают белые и светлосерые эгирин-авгитовые сиениты, реже биотитовые и амфиболовые. Структура сиенитов неравномернозернистая, текстура в основном массивная, часто такситовая, изредка гнейсовидная. Биотитовые сиениты образуют два выхода в восточном и северо-восточном приконтактных участках, по периферии выходов постепенно переходят в амфиболовые щелочные сиениты. Амфиболовые сиениты развиты локально и тяготеют к контактам со сланцами, часто в них наблюдаются обособленные шпировые выделения кварца. Структура породы обычно порфиоровидная, протокластическая; текстура лянтинистая, обусловленная неравномерным распределением амфибола.

Кварцевые сиениты приурочены к периферии массива. Минеральный состав их аналогичен составу щелочных сиенитов: биотитовые, пироксеновые, амфибол-пироксеновые и амфиболовые разности с гнездами бесцветного, светло-серого или розоватого прозрачного кварца. На контакте со сланцами структура породы мелкозернистая, на контакте с гранитами — пегматоидная и порфиоровидная. Жильные образования сиенитов представлены дайками эгирин-авгитовых, амфиболовых и биотитовых нефелиновых и безнефелиновых сиенитов и сиенит-аплитов, которые отмечаются за пределами массива.

Мелкозернистые биотитовые граниты развиты в основном по периферии массива (8—10% площади) в виде секущих даек мощностью от 1—2 до 200 м и протяженностью от 300—500 м до нескольких километров. Дайки гранитов обнаружены как в сланцах, так и в сиенитах. Контакты их с вмещающими сланцами резкие «приваренные»: со стороны лежащего крыла даек контакты их очень неровные, извилистые с многочисленными ответвлениями, со стороны висячего крыла — ровные. Дайки характеризуются пережимами и раздувами, тупыми выклиниваниями и многочисленными ксенолитами сланцев. Структура гранитов изменяется от мелкозернистой и аплитовидной у контактов со сланцами до среднезернистой, порфиоровидной и пегматоидной в раздувах даек, текстура их у контактов трахитоидная, в раздувах — массивная. Дайки гранитов в сиенитах очень неровные, контуры с частыми пережимами. На контакте с гранитами в сиенитах структура становится пегматоидной и появляются выделения кварца. Жильные образования гранитов сложены в основном турмалиновыми гранит-аплитами.

В восточном и юго-восточном экзоконтактах интрузии отмечается зона инъекции, мощность которой сильно варьирует и в среднем равна 0,5—0,7 км. Песчано-сланцевая толща силура пронизана здесь согласными и секущими жилами трахитоидных сиенитов, преимущественно щелочных, реже нефелиновых, жилами гранитов, еще более редких альбититов и многочисленными жилами карбонатных метасоматитов. Все породы этой зоны сильно карбонатизированы.

Тутекский массив расположен на водораздельной части Алайского хребта в верховье рек Тутек и Девонасу и прорывает известняково-сланцевую толщу верхнего силура, представленную переслаивающимися мраморизованными известняками, сланцами и песчаниками, смятыми в крутые линейные, часто изоклинные складки субширотного простирания, осложненные рядом разрывных нарушений также субширотного простирания. В плане массив имеет овальную форму и вытянут в широтном направлении (рис. 6). Площадь его около 20 км<sup>2</sup>. Контакты интрузии резкие, отчетливые, за исключением западного и отчасти южного, где отмечаются сильно инъектированные жильным материалом породы, напоминающие мигматиты Ходжаачканского и Матчинского массивов. Падение контактов крутое: 60—80°, северное.

Массив сложен нефелиновыми и щелочными сиенитами. Первые

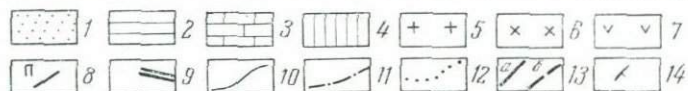
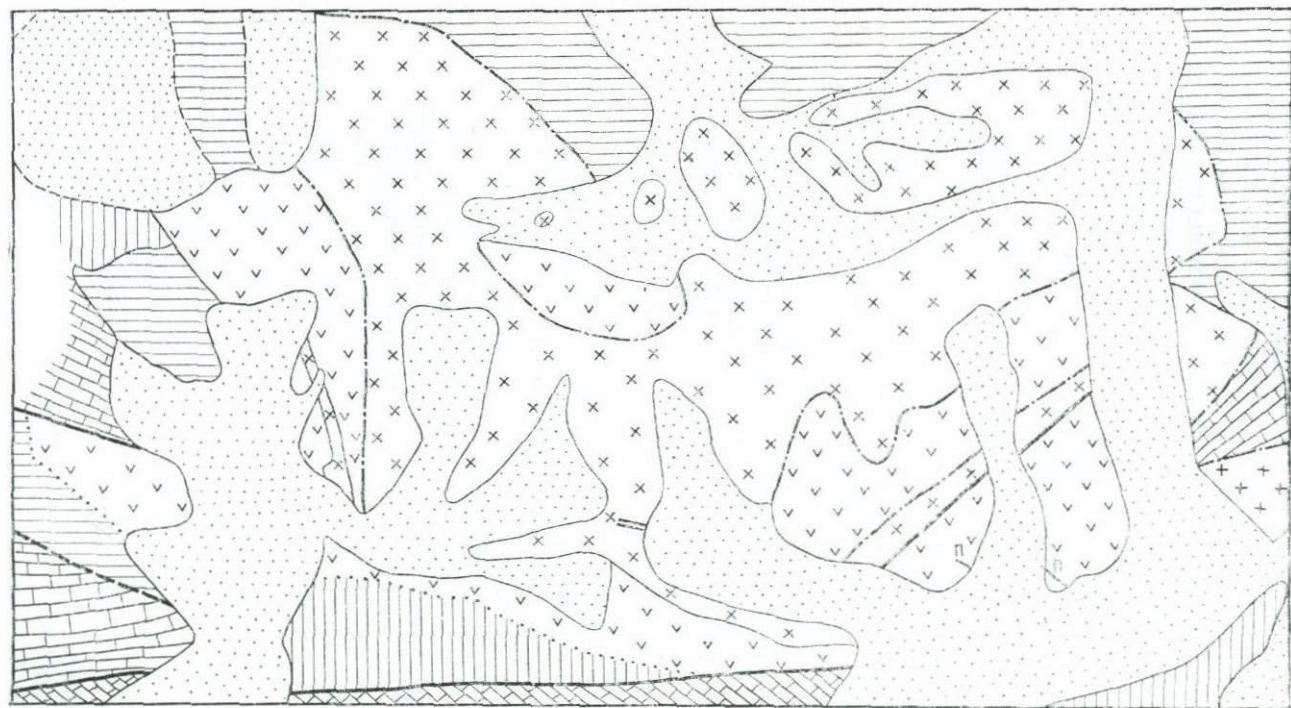


Рис. 6. Схематическая геологическая карта Тутекского массива (составители А. В. Котельников, Н. С. Видякин и др.). 1 — морена, ледники и снежники; 2 — сланцы; 3 — известняки,  $S_1w + S_2ld$ ; 3, 4 — песчано-сланцевая толща с прослоями известняков и эффузивов,  $S_1ln+w$ ; 5 — границы; 6 — нефелиновые и щелочные сиениты,  $gP-T_1$ ; 7 — метасоматически измененные и сиенитизированные породы; 8 — жилы пегматитов; 9 — жилы карбонатитов; 10 — несогласные геологические границы; 11 — интрузивные границы; 12 — границы, постепенных переходов; 13 — тектонические нарушения; а — прослеженные, б — предполагаемые; 14 — элементы залегания

значительно преобладают. Наиболее широко распространены биотитовые нефелиновые сиениты с неравномернозернистой структурой и массивной текстурой. Вблизи контакта с вмещающими породами и ксенолитами сланцев текстура сиенитов становится трахитоидной. Значительно меньше развиты эгириновые и амфиболовые нефелиновые и щелочные сиениты. Они отмечаются в основном в зоне эндоконтакта и около ксенолитов известняков и сланцев. Представлены серыми и темно-серыми породами с мелко- и среднезернистой, часто порфириновидной структурой и массивной или трахитоидной текстурой. Амфиболовые сиениты обычно характеризуются полосчатым строением: чередованием лейкократовых и меланократовых полос. Широко распространены содалитовые и канкринитовые сиениты, развитые вдоль трещин и ослабленных зон. Жильные образования сложены пегматитами, сиенит-аплитами, альбититами и дайками кварц-полевошпатовых пород.

Пегматиты очень широко распространены и образуют шпильеры в нефелиновых сиенитах и небольшие жилы протяженностью до 10 м. Они являются более лейкократовыми, чем нефелиновые сиениты, породами с грубозернистой структурой и большим содержанием нефелина, канкринита, содалита и альбита. Много циркона.

Сиенит-аплиты — маломощные дайки (0,2—0,5 до 1 м) с четкими неровными контактами. Порода лейкократовая с аплитовидной структурой, сложена мелкими (0,2—0,5 мм) изометричными зернами микроклина, альбита и ксеноморфными выделениями эгирина. С эгирином ассоциирует сфен.

Альбититы отмечаются как в самом массиве, так и во вмещающих породах. Они слагают дайки с четкими неровными контактами, протяженностью до первых десятков метров, мощностью от десятков сантиметров до первых метров. Порода лейкократовая, мелкозернистая с трахитоидной текстурой.

Кварц-полевошпатовые породы повсеместно присутствуют только во вмещающих интрузию сланцах и слагают дайки с ровными четкими контактами протяженностью 20—40 м и мощностью 10—50 см, редко до 1 м. Представлены лейкократовыми мелко- и среднезернистыми, изредка крупнозернистыми породами с массивной текстурой, сложенными микроклином, кварцем, плагиоклазом; много граната. Вдоль секущих трещин отмечаются мелкие чешуйки мусковита и ксеноморфные выделения зеленовато-бурого турмалина.

На контакте интрузии с вмещающими сланцами и известняками образуются мигматиты, ленточные сиенито-гнейсы, роговики и скарпы. Особенно широко мигматиты и гнейсы развиты в западной и южной частях интрузии, где установлено и наибольшее количество ксенолитов сланцев. Сиенито-гнейсы представлены мезократовыми и меланократовыми мелко- и среднезернистыми породами полосчатой или гнейсовидной текстуры. По минеральному составу они отвечают биотит-нефелиновым и амфибол-нефелиновым сиенитам. Сиенито-гнейсы образовались в результате послонной инъекции сне-

нитового расплава в сланцевую толщу с сиенитизацией последних. Прослой известняков перекристаллизованы и скарнированы. Скарны по составу диопсид-воластонитовые с небольшим количеством полевого шпата. В сиенитах на контакте увеличивается количество темноцветных минералов, вместо биотита появляются эгирины и гастингсит, образуется сфен, меланит, кальцит, цонзит.

Ясманский массив расположен на южном склоне Алайского хребта на правом склоне долины р. Ясман и приурочен к северному крылу антиклинальной складки Ясманского антиклинория. В строении складчатых структур принимают участие метаморфические породы каратегинской свиты (гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями мраморов и амфиболитов).

По отношению к складчатым структурам интрузия является отчетливо несогласной, контакты ее с вмещающими сланцами секущие (рис. 7). По левому склону долины обнажается крупный батолит гранитоидов средне-верхнекаменноугольного комплекса, представленных порфиroidными биотитовыми и аплитовидными гранитами, диоритами, кварцевыми диоритами.

Собственно Ясманская щелочная интрузия сложена породами пермо-триасового комплекса. В плане имеет асимметрично-грушевидную форму и вытянута в северо-восточном направлении. Площадь интрузии около 10,5 км<sup>2</sup>. В целом массив зонален: центральная часть его сложена биотитовыми нефелиновыми сиенитами (16%), которые к периферии постепенно сменяются щелочными амфиболовыми сиенитами (30%). Щелочные сиениты с юга полукольцом окружены лейкократовыми гранитами (54%), а в северной части массива контактируют с кристаллическими сланцами по системе разрывных нарушений. Контакты нефелиновых сиенитов с гранитами резкие интрузивные. В южной части массива сиениты отмечаются в виде более или менее крупных ксенолитов среди гранитов либо секутся дайками гранитов.

Главной фациальной разностью являются биотитовые нефелиновые сиениты, которые к периферии выходов сменяются фациями эндоконтакта — биотит-амфиболовыми нефелиновыми и щелочными сиенитами и кварцевыми сиенитами. Последние непосредственных контактов с нефелиновыми сиенитами не имеют. Эндоконтактовые фации нефелиновых сиенитов слагают мощную контактово-реакционную оторочку по периферии массива нефелиновых сиенитов. Амфиболовые щелочные сиениты присутствуют также в виде полос широтного простираия в пределах самого массива нефелиновых сиенитов, часто расчленяя его на отдельные блоки, и характеризуются резкими колебаниями минерального состава и структурно-текстурных особенностей (Ифантопуло и др., 1969).

Непосредственно на контакте сиенитов повсеместно отмечается маломощная оторочка кварц-полевошпатовых пород, соответствующих по составу щелочным гранитам. Мощность этой оторочки измеряется первыми сантиметрами.

Изменения вмещающих пород в зоне экзоконтакта и в ксенолит-

тах выражаются в интенсивной сиенитизации сланцев, которая быстро затухает на небольшом (десятки сантиметров — первые метры) удалении от контакта. Более глубокие изменения претерпели сланцы в ксенолитах, которые полностью переработаны и превращены в меланократовые амфиболовые сиениты с порфирированной структурой.

Жильные образования сиенитов распространены ограниченно и представлены пегматитами и дайками сиенит-аплитов. Пегматиты

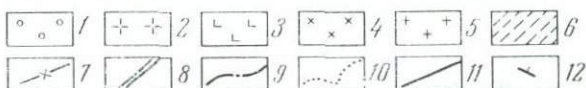
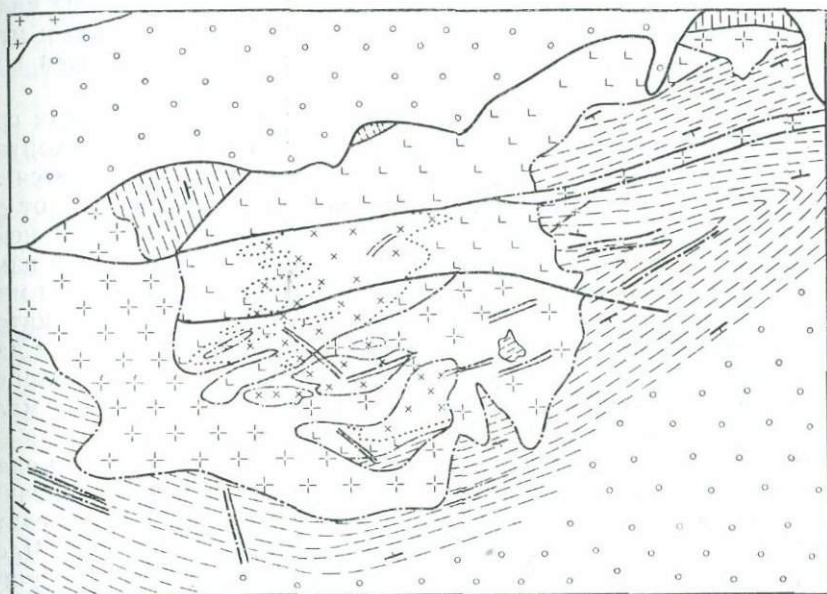


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Ясманского массива.  
 1 — нерасчлененные четвертичные образования; 2 — граниты лейкократовые,  $\gamma P-T_1$ ; 3 — сиениты щелочные амфиболовые,  $\epsilon P-T_1$ ; 4 — сиениты нефелиновые биотитовые,  $\epsilon P-T_1$ ; 5 — граниты биотитовые,  $\gamma C_{2-3}$ ; 6 — метаморфические породы каратегинской свиты верхнего протерозоя,  $PR_3$ ; 7 — жила кварц-полевошпатовых пород; 8 — гранит-аплиты и пегматиты лейкократовых гранитов; 9 — интрузивные контакты; 10 — границы фациальных разновидностей интрузивных пород; 11 — тектонические нарушения; 12 — элементы залегания

сиенитов образуют шпирообразные, реже линзообразные тела небольших размеров. Сложены микроклин-пертитом и нефелином. Дайки сиенит-аплитов отмечаются только в пределах массива сиенитов и секут как нефелиновые, так и щелочные сиениты. Контакты даек резкие, отчетливые, мощность их измеряется десятками сантиметров — первыми метрами. По простиранию прослеживаются на десятки метров,

Лейкократовые граниты полукольцом окружают массив сиенитов, образуя дайкообразное тело мощностью около 1—1,5 км, вытянутое в субширотном направлении на 4 км с падением на север. Характерной особенностью гранитов является исключительно большое количество в них ксенолитов вмещающих пород (кристаллических сланцев, нефелиновых и щелочных сиенитов), часто достигающих значительных размеров, а также широкое развитие жильных пород, представленных гранит-аплитами, пегматитами и дайками кварц-полевошпатовых пород. Лейкократовые границы являются светло-серыми породами с мелкозернистой структурой и массивной текстурой. В зоне эндоконтакта структура становится порфиридной.

Дайки гранит-аплитов широко распространены и секут как граниты и сиениты, так и кристаллические сланцы в зоне экзоконтакта. Контакты даек резкие, отчетливые, мощность изменяется от 1—3 до 10—15 м, редко до 100 м и более, протяженность — от десятков метров до первых сотен метров, редко до 1,5—3 км. В некоторых дайках отмечается зональное строение, обусловленное изменением состава породы: в центре даек гранит-аплиты сложены микроклин-пертитом, плагиоклазом, кварцем, биотитом и рибекитом. Количество темноцветных не превышает 1—2%. В зальбандах дайки порода, как правило, более меланократовая, сложена кварцем, плагиоклазом и биотитом в равных количествах, микроклина мало. Текстура становится гнейсовидной.

Пегматиты отмечаются среди гранитов, реже в сиенитах и сланцах. В гранитах они образуют маломощные жилы и линзообразные тела с неровными контурами. Мощность их обычно десятки сантиметров при протяженности в несколько десятков метров. Часто встречаются шлировые тела пегматитов, имеющие изометричную форму и постепенные переходы с гранитами. В пегматитовых жилах, секущих сиениты, как правило, отмечается щелочной амфибол (рибекит), тесно связанный с альбитовым комплексом. Пегматиты интенсивно альбитизированы.

Кварц-полевошпатовые жилы секут сиениты, граниты, сланцы. Их мощность небольшая — от нескольких сантиметров до 0,5 м, протяженность — первые десятки метров. Контакты резкие неровные. Породы лейкократовые, сложены кварцем, альбитом, изредка в небольших количествах отмечаются эгирин или рибекит, много магнетита.

#### **ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПОРОД**

По вещественному составу слагающие массивы породы могут быть объединены в два формационных типа. К первому отнесены массивы зоны Высоких предгорий Алая, характерным представителем которых является Кштутский массив. Ко второму типу — массивы более южных зон (Сурметашской, Зеравшано-Туркестанской,

Гарм-Хаитской) — Джилисуйский, Ходжаачканский, Матчинский, Тутекский, Ясманский.

Массивы первого формационного типа сложены габбро и монцонитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами.

Габбро характеризуются довольно постоянным минеральным составом. Главные минералы — пироксен (25—55%), амфибол (26—31%), плагиоклаз (15—35%); второстепенные — микроклин (0—7%), биотит (до 5%); акцессорные — магнетит, апатит, гранат, сфен. Пироксен образует изометричные или призматические зерна размером от 0,09 до 3 мм, часто с зональным строением. Центральная часть таких зерен обычно бесцветная с зеленоватым оттенком,  $c: Ng' = 38^\circ$ ,  $Ng' - Np' = 0,025$  и соответствует по составу диопсиду с небольшой примесью геденбергитовой молекулы. Краевые части зерен имеют густую зеленую окраску,  $c: Ng' = 50-65^\circ$ ,  $Ng' - Np = 0,030$ ,  $2V = 65-80^\circ$ , что свидетельствует о значительном содержании эгириновой и геденбергитовой молекулы.

Амфибол образует ксеноморфные и шестоватые зерна густо-зеленого цвета размером от 0,2 до 2 мм ( $Ng - Np = 0,016$ ,  $c: Ng$  от 18 до  $30^\circ$ ;  $Nm > Ng > Np$ ,  $r > v$ ,  $2V = 75-85^\circ$ ), соответствует обыкновенной роговой обманке с примесью гастингситовой составляющей. Амфибол замещает пироксен, отмечены реликты диопсиды в роговой обманке. Плагиоклаз образует короткопризматические, таблитчатые зерна, сдвойникованные по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам, часто почти полностью соскюритизирован. Состав его варьирует от андезина № 47 и андезин-лабрадора № 50 до битовинита № 90. Плагиоклаз образует пойкилитовые вроски в темноцветных минералах. Биотит в виде пластинок и листочков размером до 1 мм обычно развивается по амфиболу. Микроклин встречается только вблизи контактов с нефелиновыми сиенитами, где его содержание достигает 7, реже 15%. Он образует ксеноморфные выделения размером 0,4 мм и широко таблитчатые кристаллы, достигающие 1 мм в длину. Редко отмечается микроклиновая решетка, встречаются микропертиты. Магнетит присутствует в виде пойкилитовых включений в пироксене и амфиболе, а также заполняет межзерновые пространства.

Монцониты отличаются от габбро более лейкократовым внешним видом и непостоянством количественно-минерального состава. В них по сравнению с габбро увеличивается содержание полевых шпатов до 70% и уменьшается количество темноцветных (20—40%). Главные минералы монцонитов: плагиоклаз (андезин — андезин-лабрадор) 25—45%, микроклин или ортоклаз 25—45%, пироксен 2—10%, гастингсит (замещает пироксен) 3—4%, гранат 0—13%. В незначительных количествах присутствует биотит. Акцессорные представлены апатитом, сфеном, магнетитом.

Минеральный состав нефелиновых сиенитов разнообразен: преобладают амфиболовые и амфибол-биотитовые; реже встречаются биотитовые нефелиновые сиениты. Главные минералы нефелиновых сиенитов (табл. 1): микроклин, нефелин, амфибол,

Таблица 1

Минеральный состав пироксеновых и амфиболовых нефелиновых сиенитов, об. %

Минерал	Номер пробы					
	42	41	26	1	93	111
Микроклин-пертит	69,7	50,0	49,2	55-60	51,6	58,7
Нефелин	9,9	28,2	31,4	0-15	36,9	12,5
Плагиоклаз	8,7	14,1	4,3	10-15	0,5	16,4
Пироксен	6,1	6,3	14,1	—	—	—
Амфибол	—	—	—	5-35	1,7	5,2
Биотит	0,2	—	0,2	0-2	—	0,1
Гранат	—	1,1	—	—	6,8	5,5
Эпидот+цоизит	—	—	—	—	—	1,4
Канкринит	3,8	—	Ед. зн.	—	2,1	—
Содалит	1,2	—	—	—	—	—
Кальцит	—	0,1	—	—	—	0,1
Магнетит	0,1	—	—	—	—	—
Апатит	—	—	0,1	—	0,1	—
Сфен	0,2	0,2	0,7	~1	0,3	0,1
Циркон	—	—	—	—	—	—
Пирохлор	—	—	Ед. зн.	—	—	—
Флюорит	0,1	—	—	—	—	—

Пробы: 42 — Джилиусыйский массив; 44 — Ходжаачканский массив; 26 — Матчинский массив; 1 (среднее из четырех проб) — Ясманский массив; 93,111 — Кштутский массив.

гранат; второстепенные: биотит, плагиоклаз; аксессуарные: сфен, апатит, флюорит, кордиерит. Микроклин образует таблитчатые кристаллы размером от 0,5 до 5 мм, редко до 8 мм, сильно и крайне неравномерно пертитизирован. Нефелин образует идиоморфные кристаллы и ксеноморфные выделения размером от 0,2 до 3 мм, редко до 5 мм. Содержание его колеблется от 5 до 40%. Иногда почти полностью замещен вторичными минералами: канкринитом, содалитом, либнеритом, анальцимом, цеолитами. Содержание амфибола варьирует в широких пределах — от менее 1 до 20%. Образует удлиненные выделения размером от 0,48 до 1,4 мм. По  $Ng$  — травяно-зеленый с синеватым оттенком, по  $Np$  — зеленовато-бурый,  $c: Ng' = -22^\circ$ ,  $2V_{Np} = 35^\circ$ . По оптическим характеристикам отвечает гастингситу. В некоторых разностях гастингсит замещается арфведсоном (более светло окрашен, плеохроизм от зеленовато-бурого по  $Ng$  до зеленовато-синего по  $Np$ ,  $c: Np' = 8^\circ$ ,  $2V = 64^\circ$ , оптически отрицательный).

Гранат присутствует во всех разновидностях нефелиновых сиенитов в количестве от 5 до 15%. Образует идиоморфные кристаллы размером от 0,2—0,3 мм до 1 см, иногда с зональным строением. Центральная часть зерен имеет скелетное строение и переполнена пойкилитовыми включениями микроклина, плагиоклаза, нефелина, амфибола. Цвет граната желтовато-бурый, коричневый. По данным З. М. Ляшкевич (1963), он представлен гроссуляр-андрадитом с 48% гроссулярового компонента. Биотит образует мелкие листочки, часто вокруг амфибола.

Плагиоклаз встречается в двух генерациях, помимо пертитов заме-

щения в микроклине, в количестве 10—15%. Ранний плагиоклаз представлен идиоморфными, часто зональными кристаллами размером от 0,3—0,5 до 1 мм. Центральная часть их соссюритизирована и отвечает по составу андезину № 35, по периферии — олигоклазу № 20. Поздний плагиоклаз представлен альбитом, развивающимся по породообразующим минералам. Сфен ассоциирует с амфиболом, представлен ксеноморфными изометричными выделениями размером 0,3 мм. Апатит встречен в виде мелких призм размером 0,05—0,08 мм.

Состав щелочных сиенитов в основном такой же, как и нефелиновых, но в них полностью исчезают нефелин и содалит, увеличивается содержание плагиоклаза и почти постоянно присутствует анальцит. Главные минералы щелочных сиенитов: микроклин-пертит 25—70%, плагиоклаз (олигоклаз — олигоклаз-андезин) 8—18%; амфибол (гастингсит и арфведсонит) 10—20%; второстепенные: биотит — до 1%, анальцит — от 0 до 10—17%, гранат 1—6%, элидот + доизит — до 6%; акцессорные: апатит, магнетит, сфен. В тесной ассоциации с анальцитом присутствует мусковит, который часто образует кайму вокруг выделений анальцита.

Массивы второго формационного типа в целом сложены нефелиновыми и щелочными сиенитами, кварцевыми сиенитами и гранитами.

Наиболее распространенной разновидностью нефелиновых сиенитов являются биотитовые нефелиновые сиениты. Количественно-минеральный состав их во всех массивах близок (табл. 2). Главные

Таблица 2

Минеральный состав биотитовых нефелиновых сиенитов, об. %

Минерал	Номер пробы								
	38	43	18	24	125	127	50	63	61
Микроклин-пертит	32,8	69,6	83,0	45,4	49,6	61,7	49,6	54,0	47,6
Нефелин	33,1	10,5*	5,7	1,3	15,9	9,4	25,0	32,1	31,0
Плагиоклаз	29,1	16,5	3,7	30,4	19,4	7,8	17,4	5,8	5,4
Биотит	1,6	0,2	6,5	13,1	10,7	13,0	3,2	3,2	11,4
Пироксен	0,1	—	—	Ед. зн.	—	—	—	—	—
Роговая обманка	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Канкринит	0,8	—	0,6	8,4	1,3	4,5	2,0	1,9	1,7
Содалит	1,9	0,7	—	—	0,7	—	0,3	—	—
Кальцит	—	0,5	0,5	Ед. зн.	2,3	2,9	2,1	2,7	2,6
Мусковит	—	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	—	—	—	—
Акцессорные	—	—	—	—	—	—	—	0,3	0,3
Апатит	—	—	Ед. зн.	Ед. зн.	0,1	Ед. зн.	—	—	—
Сфен	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	—	—	—	—	—
Циркон	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Магнетит	Ед. зн.	1,9	—	1,4	Ед. зн.	1,2	0,4	—	—
Флюорит	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—

\* Либенеритовый сиенит: нефелин почти полностью замещен либенеритом. Пробы: 38, 43 — Джилюсуйский массив; 18, 24 — Матчинский; 125, 127 — Тутекский; 50 — Ходжа-ачканский; 63, 61 — Ясманский массив.

минералы: микроклин-пертит, нефелин, плагиоклаз, биотит; второстепенные: щелочной амфибол, пироксен, канкринит, содалит, кальцит; акцессорные: магнетит, сфен, апатит, циркон, флюорит, ортит.

Кристаллы микроклин-пертита крупные, от 0,5 до 5—6 мм, реже до 2 см, таблитчатые, реже ксеноморфные. Пертиты в виде ветвящихся прожилков замещают микроклин по трещинкам и по периферии кристаллов и занимают от 5 до 80% площади зерна микроклина. Часто пертитизация развита очень сильно (Джилисуйский массив) и микроклин присутствует только в виде реликтов. Микроклин-пертит нередко содержит включения идиоморфных кристаллов нефелина и олигоклаз-альбита.

Нефелин образует идиоморфные кристаллы размером от десятых долей миллиметра до 1 см.  $N_e=1,536$ ;  $N_o=1,540\pm 0,002$ ,  $N_o-N_e=0,004-0,005$  (Ясманский массив). По периферии зерен и по трещинкам он замещается канкринитом, либнеритом, содалитом, кальцитом, томсонитом, шпреуштейном. При интенсивном замещении нефелина образуются следующие разновидности сиенитов: канкринитовые, содалитовые, либнеритовые.

Плагиоклаз представлен тремя генерациями. Плагиоклаз первой генерации является второстепенным минералом, его содержание редко достигает 10—15%. Кристаллы плагиоклаза удлиненно-призматические размером от десятых долей миллиметра до 1—2 мм. Он характеризуется двойниковым строением и резким идиоморфизмом по отношению к микроклину и нефелину, иногда интенсивно серицитизирован. Представлен альбит-олигоклазом № 8—12 и олигоклазом № 28 (только в биотит-нефелиновых сиенитах Матчинского массива). Вторая генерация плагиоклаза образует пертиты замещения, содержание которых в микроклине очень непостоянное и зависит от степени пертитизации его. Третья генерация — альбит-клевеландит — обычно развивается вдоль трещин и в интерстициях, корродируя все породообразующие минералы, включая и альбит первой генерации. Содержание его изменяется от 0 до 35% и более. Сильно альбитизированные сиениты представляют собой лейкократовые породы, состоящие из мелкозернистого альбита и эгирина, среди которого отмечаются реликтовые участки нефелин-микроклиновых пород с биотитом. При более интенсивной альбитизации эгирин также замещается альбитом.

Биотит распределен в породе весьма неравномерно: 2—5% в лейкократовых, 10—15% в мезо- и меланократовых разностях. В последних с биотитом, как правило, присутствует щелочной амфибол. Биотит образует мелкочешуйчатые и таблитчатые выделения размером от сотых долей миллиметра до 5—10 мм, а также гнездообразные скопления удлиненных таблитчатых листочков. Он выполняет интерстиции между зернами нефелина и полевых шпатов и по времени выделения является наиболее поздним породообразующим минералом. По  $N_p$  — зеленовато-желтый, по  $N_g$  — темно-бурый, почти черный,  $N_g=1,676-1,680\pm 0,002$ ,  $N_p=1,610-1,618\pm 0,002$ . За-

мещается хлоритом и магнетитом. В Матчинском массиве часто отмечается реакционная каемка эгирина по периферии зерен биотита на контакте их с нефелином. Ширина ее около 0,02—0,025 мм. В биотите, как правило, отмечаются включения мелких зерен циркона.

Канкринит является постоянной примесью нефелиновых сиенитов. Содержание его от долей процента до 5—10%; при повышенной трещиноватости и катакластической структуре пород содержание его повышается до 15—25%. Образует мелкозернистые и радиально-лучистые агрегаты, часто в виде каймы вокруг зерен нефелина. Постоянная тесная ассоциация канкринита и кальцита свидетельствует, по-видимому, об образовании его в процессе карбонатизации нефелиновых сиенитов. Кальцит также постоянно присутствует в нефелиновых сиенитах в количестве от 1 до 10%, обычно составляет 2—3%. Образует неправильные выделения от десятых долей миллиметра до 1—2 мм и заполняет промежутки между зернами породообразующих минералов. Характерны реакционная кайма канкринита на контакте нефелина и кальцита и прерывистые каемки ортита на контакте кальцита и канкринита.

Структура нефелиновых сиенитов гипидноморфнозернистая, текстура обычно массивная, реже трахитоидная (вблизи контактов нефелиновых сиенитов с вмещающими породами).

Фациальные разновидности биотитовых нефелиновых сиенитов — пироксеновые, амфиболовые, амфибол-пироксеновые и меланитовые нефелиновые сиениты — характеризуются значительно меньшим распространением по сравнению с биотитовыми нефелиновыми сиенитами и связаны с последними постепенными взаимопереходами. Пространственно они приурочены, как правило, к зонам эндоконтактов щелочных массивов и развиваются вокруг ксенолитов вмещающих пород. Из отмеченных разновидностей наиболее широко распространены пироксеновые и амфиболовые нефелиновые сиениты, причем первые преобладают в Джилисуйском, Ходжаачканском, Матчинском и Тутекском массивах, а последние в Ясманском. Они характеризуются непостоянством минерального состава (см. табл. 1).

Главными минералами являются микроклин-пертит, нефелин, плагиоклаз, пироксен или амфибол; второстепенными — биотит, канкринит, кальцит, содалит; аксессуарными — гранат (меланит), сфен, магнетит, флюорит, апатит, циркон, турмалин. Микроклин-пертит и нефелин в них аналогичны таковым из нефелиновых биотитовых сиенитов, но отмечается более интенсивное замещение нефелина канкринитом, либнеритом и кальцитом. Плагиоклаз первой генерации в них по сравнению с плагиоклазом из биотитовых нефелиновых сиенитов, как правило, более основной (альбит-олигоклаз и олигоклаз № 12—28). Пироксен представлен изоморфной серией — эгирин — диопсид — геденбергит (Перчук, 1964). Содержание эгириновой молекулы в пироксенах из нефелиновых сиенитов различных массивов и в различных участках одного и того же массива

ва изменяется от 30 до 82%, геденбергитовой — от 11 до 57% и диопсидовой — от 2 до 20%. Пироксены характеризуются интенсивным плеохроизмом от зеленовато-желтого до желтовато-зеленого по *Ng* и до густо-зеленого по *Np*; *c*: *Ng* изменяется от 58 до 98°, показатели преломления изменяются от 1,750 до 1,805 по *Ng* и от 1,720 до 1,760 по *Np*;  $Ng-Np=0,027$ ;  $2V$  от  $+72-82^\circ$  до  $-64-88^\circ$ . Контакт пироксена и нефелина реакционный (рис. 8). Амфибол представлен

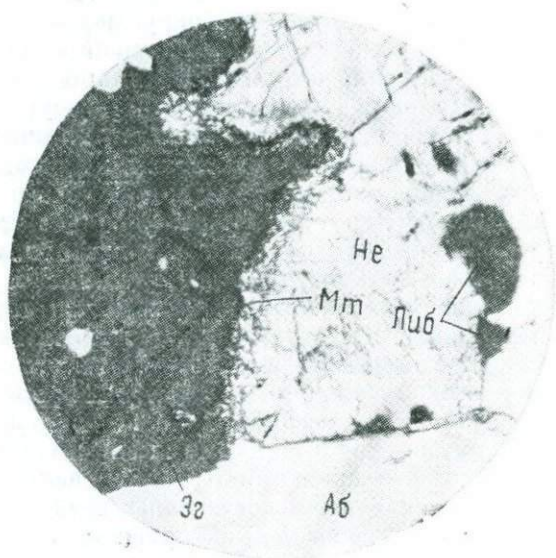


Рис. 8. Эгирин-нефелиновый сиенит (Джилисуйский массив). Реакционная кайма мелкой сыпи магнетита (Мт) на контакте нефелина (Не) и эгирина (Эг). По периферии нефелин замещается вторичными минералами: либнеритом (Либ); альбитом (Аб). Николи II. Увел. 25х.

в основном щелочным амфиболом — феррогастингситом и образует удлиненно- и короткопризматические кристаллы размером от 0,5 до 3—6 мм. Интенсивный плеохроизм от зеленовато-желтого по *Np* до темного оливково- и синевато-зеленого, почти черного по *Ng*,  $Np=1,698-1,700\pm 0,002$ ,  $Ng=1,714-1,716\pm 0,002$ , *c*:  $Ng=12-18^\circ$ ,  $2V$  небольшой, отрицательный. Часто хлоритизирован, развивается по биотиту.

Меланит отмечен в пироксеновых сиенитах Ходжаачканского (см. табл. 1) и Джилисуйского массивов. Содержание его резко возрастает (до 50%) на контакте сиенитов с известняками, где образуются меланитовые сиениты. Представлен крупными — от 0,3—

0,4 мм до 1 см правильными кристаллами. Совместно с ним отмечается значительное количество сфена, апатита, кальцита.

Минеральный состав щелочных сиенитов в основном близок минеральному составу нефелиновых сиенитов, но количественное соотношение минералов в них очень изменчиво: исчезают нефелин, канкринит, содалит; увеличивается содержание плагиоклаза, из темноцветных минералов преобладают пироксен или амфибол; биотитовые разности имеют подчиненное значение. Содержание темноцветных варьирует в широких пределах. Отмечаются пироксеновые, амфиболовые, биотитовые и переходные разности. Наиболее распространены пироксеновые (Матчинский массив) и амфиболовые (Ясманский массив) разности щелочных сиенитов. Минеральный состав щелочных сиенитов следующий: главные минералы — микроклин-пертит 30—75%, плагиоклаз (альбит и альбит-олигоклаз) 5—25%, эгирин-авгит 0—15% или амфибол 0—35%, или биотит 0,15%; второстепенные — кальцит — до 1,5%; аксессуарные — апатит, сфен, магнетит, циркон, флюорит. Форма выделений и характер взаимоотношений микроклина и плагиоклаза аналогичны таковым в нефелиновых сиенитах.

Эгирин-авгит образует неправильные ксеноморфные выделения размером от 0,025 до 1 мм. Распределен в породе крайне неравномерно, что обуславливает такситовую и полосчатую текстуру. По *Ng* зеленовато-желтый, по *Np* густо-зеленый, *c*: *Np* изменяется от 0 до 16°. Изредка пироксен по периферии замещается щелочным амфиболом и биотитом.

Амфибол в амфиболовых разностях щелочных сиенитов представлен роговой обманкой, арфведсонитом и феррогастингситом. Содержание его изменяется от 5—10% (в лейкократовых разностях) до 30—35% (в меланократовых). В пределах Матчинского массива отмечаются две разновидности амфибола: роговая обманка и арфведсонит. Роговая обманка образует удлиненные выделения травяно-зеленого цвета. Окраска очень неравномерная. Плеохроизм от желто-зеленого по *Np* до травяно-зеленого по *Ng*,  $Ng - Np = 0,017 - 0,018$  до 0,022, *c*:  $Ng = 11 - 16^\circ$ . Замещается хлоритом. Арфведсонит образует выделения неправильной формы зелено-синего цвета. Плеохроизм сильный, по *Np* зеленовато-синий, по *Ng* буровато-зеленый. Химический состав арфведсонита (в вес. %):  $SiO_2$  48,41;  $TiO_2$  1,08;  $Al_2O_3$  4,78;  $Fe_2O_3$  10,66;  $FeO$  17,40;  $MgO$  3,48;  $MnO$  0,45;  $CaO$  5,79;  $Na_2O$  4,56;  $K_2O$  1,58;  $H_2O^+$  1,35;  $H_2O^-$  0,07;  $F$  0,50;  $\Sigma_1$  100,11;  $-O = F_2$  0,21;  $\Sigma_2$  99,90\*. Формула  $(Na_{1,40} Ca_{0,98} K_{0,32} Mn_{0,06})_{2,76} (Fe^{+2}_{2,3} Fe^{+3}_{1,26} Mg_{0,82} Al_{0,58})_5 (Si_{7,55} Al_{0,32} Ti_{0,13})_8 O_{22,0} (O_{1,24} OH_{0,51} F_{0,25})_2$  рассчитана по катионному методу.

Амфибол щелочных сиенитов Ясманского массива аналогичен феррогастингситу амфиболовых нефелиновых сиенитов.

Кварцевые сиениты представлены двумя генетическими типами.

\* Здесь и далее определения (химический состав, удельный вес, параметры элементарной ячейки) произведены в соответствующих лабораториях ИМГРЭ.

Первый тип — кварцевые сиениты являются фашиальной разновидностью щелочных сиенитов и развиты в эндоконтакте выходов последних (Матчинский и Ясманский массивы). Второй тип — кварцевые сиениты являются самостоятельной фазой (Ходжаачканский массив). По минеральному составу оба типа кварцевых сиенитов аналогичны. Эту закономерность отмечает и Л. Л. Перчук (1964): одинаковые по составу породы в одних массивах оказываются самостоятельными интрузивными «порциями», в других — результатом одноактного внедрения, образуя между собой постепенные переходы. Главные минералы: микроклин 40—80%, плагиоклаз 10—35%, кварц 5—25%, биотит 0—15% или пироксен 0—5%, или амфибол 0—10%; второстепенные — кальцит; акцессорные — апатит, сфен, магнетит, циркон, флюорит. Микроклин образует изометричные и таблитчатые выделения размером от 0,2—0,5 до 2—3 мм. Присутствует в двух генерациях. Микроклин I представлен мелкими выделениями с четкой решетчатой структурой, пертиты отсутствуют, микроклин II — крупными порфиризовидными выделениями. Для микроклина II характерна пойкилитовая структура, обусловленная большим количеством включений плагиоклаза, биотита, микроклина I, апатита. Присутствуют пертиты замещения. Плагиоклаз образует небольшие таблитчатые кристаллы размером от сотых долей миллиметра до 0,5—0,8 мм, зонален: ядро — олигоклаз, краевая часть — альбит. Кварц образует небольшие гнездообразные агрегаты, корродирует все вышеописанные минералы. Размер выделений кварца 0,05—0,6 мм. Мелкие чешуйки биотита имеют размер от первых десятых долей миллиметра до 0,8—1 мм. Биотит корродирует мелкие зерна микроклина и плагиоклаза, но он корродируется и отмечается в виде включений в микроклин II. По трещинкам спайности он замещается магнетитом. Пироксен представлен диопсидом с 15% эгирина (Шинкарев, 1966). Апатит присутствует в большом количестве (около 3%) в кварцевых сиенитах Матчинского массива в виде округлых, реже гексагональнопризматических выделений размером от 0,05 до 0,5 мм. Отмечаются включения апатита в плагиоклазе, биотите, микроклин. Циркон образует мелкие (0,01—0,03 мм) призматические кристаллы и ассоциирует с темноцветными. Амфибол аналогичен амфиболу щелочных сиенитов. Сфен имеет изометричные, реже ромбовидные кристаллы размером 0,05—0,8 мм, магнетит — округлые выделения размером 0,05—0,15 мм, кальцит представлен ксеноморфными выделениями, выполняющими промежутки между породообразующими минералами и корродирующими их.

В западном эндоконтакте интрузии Матча в пироксеновых кварцевых сиенитах встречены мелкие скопления удлиненных тонкопластинчатых кристаллов мизерита, который иногда образует радиально-лучистые агрегаты. Размер выделений до 4 мм. Мизерит розовый и светло-розовый.  $N_g = 1,581 \pm 0,002$ ;  $N_m = 1,578 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,572 \pm 0,002$ ;  $c: N_p = 11^\circ$ ;  $N_g - N_p = 0,009$  (аномальное). Удлинение отрицательное. Двуосный, положительный,  $2V = 50^\circ$ , характерно поли-

синтетическое строение, удельный вес 2,78. Часто по мизериту раз-  
вивается кальцит. Химический состав мизерита:  $\text{SiO}_2$  49,90;  $\text{TiO}_2$   
0,40;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  2,26;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,32;  $\text{MnO}$  0,58;  $\text{MgO}$  0,60;  $\text{CaO}$  29,85;  $\text{K}_2\text{O}$   
5,25;  $\text{TR}_2\text{O}_3$  3,72;  $\text{F}$  2,81;  $\text{H}_2\text{O}^-$  0,22;  $\text{H}_2\text{O}^+$  2,07; п. п. п. 1,00,  
 $\Sigma$  100,98;  $-\text{O}=\text{F}_2$  1,18; сумма 99,80.

Формула мизерита:  $\text{K}_{0,69} (\text{Ca}_{3,29} \text{Al}_{0,27} \text{TR}_{0,27} \text{Fe}_{0,18} \text{Mg}_{0,09} \text{Mn}_{0,05} \text{Ti}_{0,03})_{4,18} \text{Si}_{5,13} \text{O}_{13} (\text{OH}_{0,74} \text{O}_{1,35} \text{F}_{0,91})_3$ .

Пегматиты сиенитов являются более лейкократовыми породами,  
чем вмещающие их сиениты. Сложены крупными (до 3—5 см) таб-  
литчатыми кристаллами микроклин-пертита (50—90%), темноцвет-  
ными, представленными биотитом, эгиринном или эгирин-авгитом, и  
нефелином. Нефелина в пегматитах значительно меньше, чем в сиенит-  
тах, иногда он совсем отсутствует, зато в значительных количес-  
твах отмечается канкринит. Количественно-минеральный состав  
пегматитов приведен в табл. 3.

Таблица 3

Минеральный состав пегматитов, об. %

Минерал	Номер пробы				
	11/2	11/3	22	113/1	62
Микроклин-пертит	60,6	85,9	49,5	58,1	70,3
Альбит	5,6	4,4	14,6	1,1	1,4
Нефелин	7,1	7,4	—	18,7	5,2
Биотит	2,1	—	Ед. зн.	0,3	9,8
Эгирин-авгит	—	—	20,3	—	—
Мусковит	0,4	—	—	1,1	—
Кальцит	—	0,2	0,3	1,2	7,5
Канкринит	23,4	—	15,1	19,3	5,3
Содалит	—	1,3	—	Ед. зн.	—
Магнетит	0,6	0,8	—	Ед. зн.	—
Флюорит	0,2	—	—	—	} 0,5
Сфен	—	Ед. зн.	0,2	" "	
Циркон	—	—	—	Ед. зн.	
Апатит	—	—	Ед. зн.	" "	
Гранат	—	—	—	" "	

Пробы: 11/2, 11/3 — Джиллисуевский массив; 22 — Матчинский массив; 113/1 — Тутекский массив; 62 — Ясманский массив.

Лейкократовые граниты — самые молодые образования опи-  
сываемых массивов и представлены в основном мелкозернистыми  
биотитовыми разностями (табл. 4). Главные минералы — микро-  
клин, плагиоклаз, кварц, биотит; второстепенные — амфибол, муско-  
вит, кальцит; аксессуарные — циркон, апатит, сфен, магнетит, ортит,  
ильменит, флюорит, турмалин, торит. Микроклин представлен двумя  
генерациями: микроклин I — мелкие изометричные выделения от  
0,2 до 0,5 мм; микроклин II — крупные (до 2 мм) таблитчатые вы-  
деления, в которых отмечается большое количество пойкилитовых  
включений плагиоклаза, микроклина I, кварца. Часто пойкилитовые  
вросстки, особенно кварц, имеют округлые очертания.

Таблица 4

## Минеральный состав гранитов, об. %

Минерал	Номер пробы							
	82	12	31	32	9/3	11	116	115
Микроклин	29,9	32,9	35,1	56,4	28,5	40-60	39,6	76,0
Плагиоклаз	42,7	35,0	20,5	14,3	35,6	25-35	20,7	5,5
Кварц	22,6	25,4	37,6	15,0	25,6	20-30	39,6	10,8
Биотит	4,8	5,4	2,3	14,1	9,6	2-5	—	—
Амфибол	—	—	—	—	Ед. зн.	0,6	—	—
Мусковит	—	1,1	0,6	0,1	—	—	Ед. зн.	—
Кальцит	Ед. зн.	—	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	—	0,6
Турмалин	" "	Ед. зн.	3,8	—	—	—	—	—
Магнетит	" "	" "	—	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,1	—
Ильменит	" "	" "	—	—	—	—	—	—
Ортит	—	" "	—	—	—	—	—	—
Апатит	—	" "	0,1	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	0,1
Циркон	—	0,1	Ед. зн.	" "	" "	—	—	0,1
Сфен	—	—	—	—	—	0,2	Ед. зн.	0,5
Гранат	—	—	—	—	—	—	" "	5,5
Флюорит	—	—	—	—	—	—	" "	0,2

Пробы: 82 — Ходжаачканский массив; 12, 31 (гранит из даек в сланцах), 32, 9/3 (гранит из даек в сиенитах) — Матчинский; 11 — Ясманский; 116, 115 — кварц-полевошпатовая порода, Тутекский массив.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми выделениями олигоклаза и олигоклаз-альбита размером 0,3—1,5 мм. Характеризуется резко выраженным идиоморфизмом по отношению к другим породообразующим минералам. Слабо серицитизирован, часто катаклазирован. Корродируется микроклином.

Кварц обычно образует гнездообразные или линзообразные скопления мелких (0,1—0,2 мм) ксеноморфных выделений с волнистым угасанием. Структура в мономинеральных скоплениях кварца роговиковая. Часто кристаллы плагиоклаза, микроклина, кварца раздроблены и сцементированы мелкозернистой массой кварца, микроклина и чешуйчатого биотита. Биотит образует мелкие ксеноморфные чешуйки в интерстициях кварца, микроклина, плагиоклаза.  $Nm = 1,651 \pm 0,002$  (Матчинский массив). Замещается хлоритом, магнетитом, сфеном. Амфибол (рибекит) отмечается только у контакта гранитов с нефелиновыми и щелочными сиенитами. Содержание его от единичных знаков до 10—15% (Ясманский массив). Ксеноморфные выделения амфибола выполняют интерстиции между зернами полевых шпатов и кварца.  $c: Np = 0-4^\circ$ ,  $r \gg v$ . Обычно замещается хлоритом, реже биотитом. Турмалин образует единичные зерна и шпировые скопления, часто совместно с кварцем. Размер выделений его от сотых долей миллиметра до 0,5—0,6 мм. Турмалин характеризуется неравномерной пятнистой окраской и плеохроизмом в зеленовато-бурых тонах. Корродирует микроклин и кварц. Циркон представлен длиннопризматическими ( $d/l$  — от 1:4 до 1:7) кристаллами размером 0,01—0,5 мм и изометричными выделениями

размером 0,07—0,5 мм. Первый образует включения в микроклине, биотите, в котором вокруг циркона отмечаются плеохроичные дворики, второй — встречается в тесной ассоциации с кварцем и биотитом. Ортит обнаружен в гранитах даек, секущих сланцы, и распределен в породе неравномерно. Он образует ксеноморфные выделения размером от 0,01 до 0,5 мм. Окраска пятнистая.

Гранитные пегматиты и дайки кварц-полевошпатовых пород по составу соответствуют лейкократовым гранитам и сложены микроклином, плагиоклазом и кварцем. Количество темноцветных (биотита и рибекита) не превышает 1—2%. Из аксессуарных минералов отмечаются циркон, апатит, ортит, торит, турмалин, колумбит, магнетит (см. табл. 4).

## ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Характерной особенностью щелочных пород Центрального Туркестано-Алая является их интенсивный, по неравномерный метаморфизм, обусловленный широким проявлением разнообразных процессов. Наиболее существенные изменения претерпели нефелиновые и щелочные сиениты, слабее изменены лейкократовые граниты. Основную роль в изменении пород играли процессы метасоматоза, протекавшие в широком диапазоне температур. Возникновение катакластических структур, дробление пород и образование катаклизитов и милонитов в зонах тектонических нарушений создали условия для свободной циркуляции растворов и развития метасоматоза. Метасоматические процессы, связанные со щелочными породами, детально изучены и отражены в работах Б. И. Омеляненко (1958, 1961) и Л. Л. Перчука (1963, 1964).

В настоящей главе описаны только те процессы, которые интенсивно развиты в пределах исследуемых массивов и приводят к концентрации редкометальной минерализации. Наиболее широко проявлены метасоматические процессы постмагматической стадии: альбитизация, флюоритизация, содалитизация, карбонатизация, скарнообразование.

Альбитизация является метасоматическим процессом, обусловленным увеличением концентрации натрия в высокотемпературных постмагматических растворах и повышением их кислотности. Альбитизация имеет площадное и локальное развитие. Площадная альбитизация проявлена в пределах всех массивов и выражается в пертитизации микроклина и превращении его в микроклин-пертит. Этот процесс обусловлен просачиванием растворов через поры породы и диффузионным перемещением компонентов.

В зонах повышенной трещиноватости альбитизация развита более интенсивно и носит локальный характер, что объясняется более быстрым течением растворов и выносом подвижных компонентов. В этих участках образуются типичные инфильтрационно-метасоматические зоны, тяготеющие в основном к контактам интрузий. В центральных частях этих зон отмечаются мономинеральные альби-

титы. Альбитизация в пределах отдельных массивов развита неодинаково: в Кштутском массиве она проявлена относительно слабо и часто сопровождается канкринитизацией и содалитизацией. Сильнее альбитизированы породы Матчинского, Ходжаачканского массивов, но наиболее широко и интенсивно этот процесс развит в пределах Джилисуйского массива и в зоне его экзоконтакта. Зона альбитизированных сланцев почти полным кольцом опоясывает интрузию.

Процесс метасоматоза вмещающих пород выражается в замещении первичных минералов сланцев (кварц, биотит, хлорит, актино-

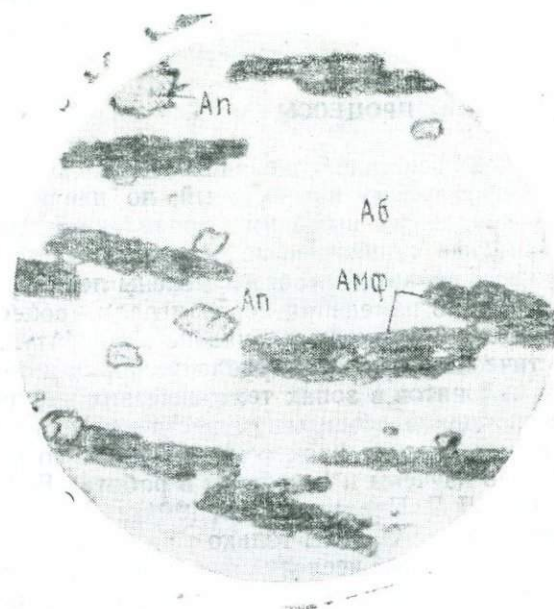


Рис. 9. Альбитизированный сланец. Основная масса представлена мелкозернистым альбитом (Аб), щелочным амфиболом (Амф) и апатитом (Ап).  
Николи II. Увел. 17х

лит, углистое вещество и др.) последовательно: арфведсонитом, эгирином, альбитом. В измененных сланцах отмечается метасоматическая зональность (Омельяненко, 1958, 1961). Конечным продуктом наиболее глубокого метасоматоза сланцев являются полосчатые альбит-эгириновые и мономинеральные альбитовые (альбититы) породы. В значительном количестве (около 5%) присутствует апатит, образующий слабо удлиненные довольно крупные, часто округлые выделения, ориентированные в одном направлении (рис. 9). Сиениты массива также сильно альбитизированы. Нефелиновые сиениты вдоль трещинок замещаются призматическзернистым альбитом, который прорастает порообразующие минералы. Нефелин

полностью либнеритизирован, биотит замещен альбитом с выделением магнетита. Совместно с альбитом образуется игольчатый эгирин, кристаллы которого часто собраны в солзца. При высокой степени альбитизации эгирин сам замещается сахаровидным альбитом с выделением окислов железа, причем форма выделений целиком соответствует иглообразным кристаллам эгирина. Конечным продуктом альбитизации является мономинеральная альбитовая порода, изредка с реликтами породообразующих минералов (рис. 10). Альбитизация повсеместно сопровождается флюоритизацией. Флюорит образует скопления и секущие прожилки.

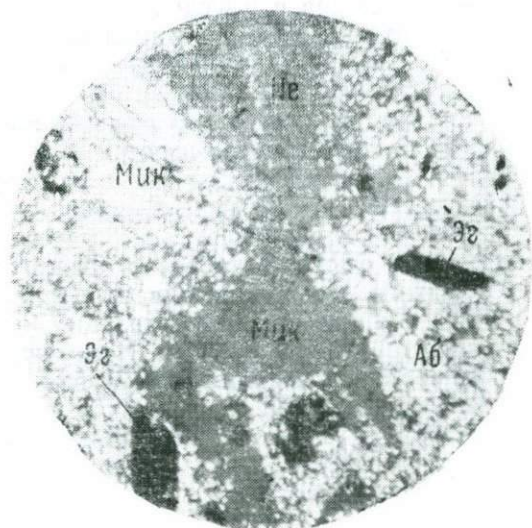


Рис. 10. Альбитизированный нефелиновый сиенит. Реликты нефелина (He) и полевого шпата (Мик) в медкозернистой массе альбита (Аб). Отмечаются удлиненные кристаллы эгирина (Эг). Николи+. Увел. 17х.

При альбитизации сиенитов изменяется их химический состав: увеличивается содержание кремния и натрия и уменьшается — кальция, железа и калия. Это видно из формул неизмененных



и альбитизированных

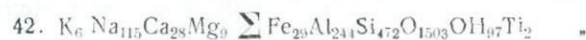
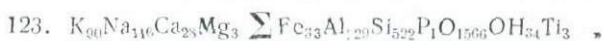


нефелиновых сиенитов, вычисленных по кислородному методу Барта.

С интенсивно альбитизированными разностями сиенитов и слан-

цев связаны выделения минералов группы пироксера, торита, циркона, апатита, астрофиллита и других минералов. Альбитизация проявлена и в лейкократовых гранитах. Особенно интенсивно альбитизированы пегматиты лейкократовых гранитов Ясманского массива. Микроклин замещается альбитом, биотит—щелочным амфиболом (рибекитом); появляются колумбит, циркон, касситерит.

Характерным процессом изменения нефелиновых сиенитов является локально развитая содалитизация, которая, как правило, сопровождается флюоритизацией, канкринитизацией и карбонатизацией. Содалитизация проявилась только в зонах повышенной трещиноватости и дробления и является высокотемпературным метасоматическим процессом, обусловленным инфильтрацией щелочных постмагматических растворов с высокой концентрацией натрия, хлора и фтора. Содалитизированные сиениты характеризуются кристаллокластической, чаще брекчиевой структурой. Трещинки в породе и промежутки между обломками выполнены мелкозернистым нефелином и содалитом. В значительных количествах присутствует флюорит. Как правило, здесь же отмечаются канкринит, кальцит. Канкринит образует реакционные каемки на контакте зерен нефелина и содалита с кальцитом и замещает нефелин и содалит по периферии кристаллов. С удалением от центра зоны содалитизации интенсивность процесса быстро ослабевает, содалит здесь не образует самостоятельных выделений и развивается только по нефелину, замещая последний. С процессом содалитизации и флюоритизации связано образование торита и торанита. Изменения в химическом составе содалитизированных сиенитов (№127, 59,41) выражаются в увеличении содержания щелочей (за счет Na), резком увеличении хлора, фтора и фосфора и уменьшении магния по сравнению с неизмененными разностями (№ 123, 79, 62, 42); кальций, алюминий, железо и титан относительно инертны.



Карбонатизация является характерным высокотемпературным метасоматическим процессом, развивающимся как по нефелиновым и щелочным сиенитам, так и по вмещающим их сланцам. Площадная карбонатизация сиенитов отмечается в пределах всех массивов, характеризуется относительно равномерным распространением и выражается в образовании неправильных выделений кальцита раз-

мером от десятых долей миллиметра до 1—2 мм. Кальцит выполняет промежутки между зернами породообразующих минералов и замещает последние, часто образуя миндалевидные скопления; количество его колеблется в карбонатизированных сиенитах от 1 до 10%, обычно составляя 2—3%. Карбонатизация нефелиновых сиенитов сопровождается интенсивной их канкринитизацией вплоть до образования канкринитовых сиенитов (до 15—25% канкринита). Канкринит замещает нефелин по периферии зерен и трещинкам, часто образует псевдоморфозы по нефелину. Вместе с кальцитом он замещает также и микроклин-пертит или образует агрегаты мелких зерен, выполняющих промежутки между породообразующими минералами и трещинки в породе. Характерной особенностью является постоянное наличие реакционной каемки канкринита на контакте кальцита и нефелина и прерывистой каймы ортита на контакте кальцита и канкринита. В интенсивно карбонатизированных сиенитах кальцит составляет основную массу породы, а породообразующие микроклин, нефелин (замещенный канкринитом) и пироксен присутствуют в виде реликтов. В парагенезисе с кальцитом постоянно отмечаются флюорит, апатит (до 30%) и магнетит. Флюорит образует неправильные выделения, тонкие прожилки и реакционную кайму на контакте зерен микроклина и кальцита.

Наиболее интенсивно карбонатизация проявлена в восточном и юго-восточном эндо- и экзоконтакте интрузии Матча и развивается как по нефелиновым и щелочным сиенитам, так и по вмещающим сланцам. Карбонатные метасоматиты развиты вдоль тектонических трещин и имеют форму линзовидных, реже трубообразных тел и сложноветвящихся жил мощностью от 1 м и меньше до 180 м; длина самых крупных из них 1,5—2 км. В наиболее крупных жилах отмечаются ксенолиты вмещающих пород.

Карбонатные метасоматиты — светлые желтоватые или розоватые, реже серые и темно-серые породы с неравномернозернистой структурой. В зависимости от первичного состава пород образуются апосланцевые и апосиенитовые карбонатиты (Перчук, 1964). В карбонатизированных сланцах восточного контакта отмечается метасоматическая зональность: алюмосиликатная зона (неизменный сланец) — волластонитовая — эгирин-диопсидовая — кальцит-апатитовая. Мощность каждой зоны не более 10—12 см.

Минеральный состав апосиенитовых карбонатитов сильно варьирует в зависимости от степени карбонатизации породы. Главными минералами являются кальцит и апатит; второстепенными — микроклин, нефелин, эгирин-диопсид, биотит, плагиоклаз, канкринит, амфибол; акцессорными — сфен, магнетит. В интенсивно карбонатизированных разностях второстепенные минералы присутствуют либо в виде реликтов, либо совсем отсутствуют. Распределение темноцветных минералов очень неравномерное, такситовое.

Кальцит представлен ксеноморфными выделениями размером от тысячных и первых сотен долей миллиметра до 0,5 мм. Среди кальцита выделяются реликты нефелина, сильно замещенного канкрини-

том. В значительных количествах присутствуют пироксен, апатит, сфен, волластонит.

Пироксен представлен эгирин-диопсидом, распределен в породе неравномерно, в основном им обогащены зальбанды карбонатных жил, где содержание его составляет 25—30%. Он образует удлиненно-призматические кристаллы, размером от 0,1 до 1,5 мм с:  $Np^1 = 15^\circ$ . Эгирин-диопсид замещается амфиболом (с:  $Np^1 = 8^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,005$ ; двусосный, отрицательный,  $2V$  около  $80^\circ$ ). Корродируется кальцитом.

Апатит составляет до 30% общей массы породы. Образует изометричные, округлые выделения, реже таблитчатые кристаллы размером от десятых долей миллиметра до 1,5—2 мм. Отмечаются включения зерен апатита в сфене и эгирине. Корродируется кальцитом.

Сфен составляет иногда до 2—3% породы. Представлен мелкими правильными ромбовидными кристаллами (0,1—0,3 мм) и ксеноморфными выделениями (0,5—1 мм) розового цвета. Корродируется кальцитом.

В апосиенитовых карбонатитах отмечается бурый гранат. Среди карбонатитов выделяются следующие основные разновидности, между которыми существуют постепенные переходы даже в пределах одной жилы: мономинеральные кальцитовые, эгирин-гастингситовые, флогопит-гастингсит-полевошпатовые, гастингситовые, пироксен-апатитовые, эгириновые, магнетит-апатитовые, пироксен-апатитовые. Наибольшим распространением пользуются эгирин-гастингсит-полевошпатовые (Майоров, Гаврилин, 1971). Выделенные выше карбонатиты являются промежуточными разновидностями единого метасоматического процесса (Перчук, 1964). Со всеми этими карбонатитами связаны повышенные содержания редких элементов.

Флюоритизация является характерным процессом изменения всех щелочных пород. В нефелиновых и щелочных сиенитах она сопровождается содалитизацией и карбонатизацией. В лейкократовых гранитах флюоритизация является самостоятельным ведущим процессом (Ясман) и характеризуется локальным распространением и приуроченностью к участкам трещиноватости. Содержание флюорита достигает 1 кг/т. Флюорит образует ксеноморфные выделения и тонкие прожилки. Флюоритизация отмечается и в зоне экзоконтакта щелочных массивов, где флюорит образует скопления и секущие прожилки в альбитизированных сланцах (рис. 11). По составу флюоритизирующие растворы торий-фтористые, так как флюоритизация сопровождается образованием аксессуарных метакристаллов торита (см. рис. 11). Торит представлен крупными (до 5—10 мм в длину) шоколадного цвета призматическими кристаллами, часто в комбинации с тетрагональной дипирамидой. Торит переполнен порообразующими минералами.

Процесс скарнообразования широко проявлен в пределах Кштутского массива. Локальное проявление этого процесса выражается в образовании известково-железистых контактово-реакцион-

ных скарпов (Перчук, 1964). Минеральный состав скарпов изменчив, в них присутствуют пироксен, гранат, амфибол, микроклин, цоизит, эпидот, скаполит, карбонат, цеолиты, анальцит. Из акцессорных минералов отмечаются пирит, гематит, уранинит, рутил, касситерит, магнетит, лейкоксен, апатит, сфен, турмалин.

Скарпы, образованные на контакте карбонатных пород с сениитами, характеризуются более высокими по сравнению с составом скарпов, возникших на контакте с габбро, содержаниями калия, натрия, алюминия, кремния и более низкими — кальция, магния (в соответствии с химизмом материнских пород: сениитов и габбро).

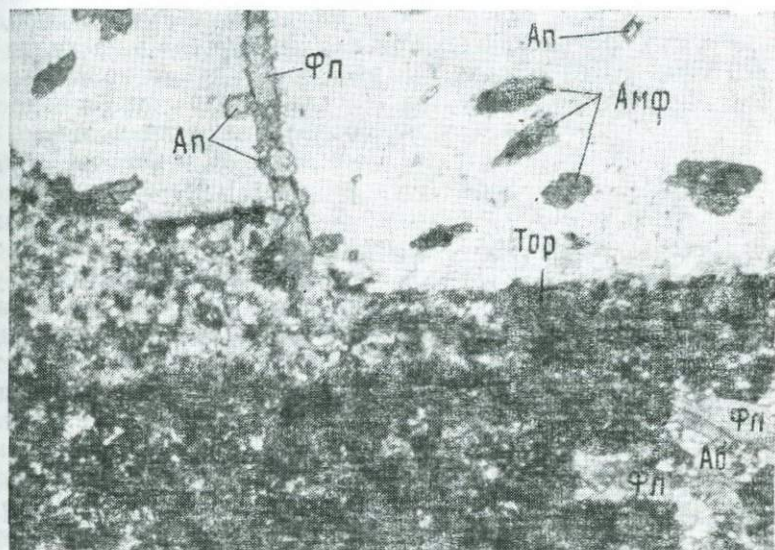
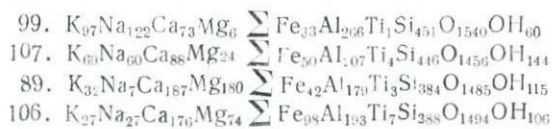


Рис. 11. Альбитизированный (Аб) и флюоритизированный (Фл) сланец с крупными метакристаллами торита (Торп), щелочного амфибола (Амф) и апатита (Ап). Никולי ||. Увел. 25х

Сопоставление химических анализов пород указывает на биметасоматический характер процесса, протекающего в результате реакционного взаимодействия на контакте сениитов и габбро с карбонатными породами.



99 — нефелиновый сениит; 107 — скаполит-амфибол-гранатовый скарп с контакта сениитов и карбонатных пород; 89 — флогопит-пироксен-гранатовый скарп с контакта габбро и карбонатной породы; 106 — габбро.

Гидротермальные процессы имеют место в пределах всех массивов. Они проявлены в зонах максимальной трещиноватости пород вдоль тектонических нарушений. Наиболее интенсивно гидротермальные процессы проявлены в пределах Кштутского массива, где с ними связано образование кальцитовых и барит-кальцитовых жил с зеленым апатитом и флогопитом. Жилы приурочены к оперяющим центральный субмеридиональный разлом трещинам северо-западного простирания.

Таким образом, метасоматические процессы: альбитизация, содалитизация, флюоритизация, канкринитизация, карбонатизация, скарнообразование, а также гидротермальные процессы имели место в пределах всех описываемых массивов щелочных пород, но интенсивность проявления тех или иных процессов в пределах массивов разных тектонических зон различна. Так, в шовных зонах, которые характеризуются контрастными на протяжении всей истории геологического развития складчатой области тектоническими движениями и разрывными структурами, щелочные породы наиболее интенсивно изменены. Типичными метасоматическими процессами являются альбитизация (вплоть до образования мономинеральных альбититов), содалитизация и флюоритизация (массивы — Джилисуйский, в меньшей степени — Ясманский, Ходжаачканский, Тутекский). Для массивов зон геоантиклинальных поднятий (зоны характеризуются относительно слабой подвижностью) типичны процессы карбонатизации и канкринитизации (Матчинский, отчасти Тутекский массивы). В массивах зон геосинклинальных прогибов (Кштутский массив) относительно слабо проявлен щелочной метасоматоз, но широко проявлены процессы образования скарнов и маломощных жил карбонатного и барит-карбонатного состава. О последовательности проявления постмагматических процессов можно судить по взаимоотношению метасоматически измененных пород и минеральным ассоциациям.

Альбитизированные породы секутся прожилками флюорита, а метакристаллы торита, образование которого обусловлено флюоритизацией, пойкилитически включают лейсты альбита. Содалит тесно ассоциирует с флюоритом и замещается с периферии тонкой каймой канкринита. О месте скарнообразования в ряду последовательности постмагматических процессов судить трудно, так как пространственно проявления этих процессов разобщены. По данным Л. Л. Перчука, карбонатизация опережает процесс скарнообразования.

Таким образом, можно предположить следующий порядок проявления метасоматических процессов: альбитизация — флюоритизация + содалитизация — карбонатизация (канкринитизация) — образование известковых контактово-реакционных скарнов. Завершение метасоматических процессов проявляется в развитии гидротермалитов. Данные определения абсолютного возраста метасоматически измененных пород (Баратов, Мельниченко, Дусматов, 1970) не противоречат описанной последовательности проявления процессов.

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОГО ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ

Изучение акцессорных минералов является в настоящее время одним из перспективных направлений в геологии. Кристалломорфология минералов, их оптические и химические особенности отражают изменения условий формирования массивов в целом и зависят от температуры, давления и состава расплава.

Щелочные породы Центрального Туркестано-Алая весьма богаты минеральными видами, среди которых нами установлено свыше 40 акцессорных минералов (табл. 5). Акцессорными минералами названы все второстепенные сингенетические образования, являющиеся обычно своеобразными коллекторами, в которых сосредоточена значительная часть содержащихся в породе элементов-примесей (Сморчков, Батырева, 1968; Ляхович, 1967). В основном акцессорные минералы содержатся в породе в малых количествах и требуют для своего изучения специальных методов концентрации (Ляхович, 1967). Это обстоятельство обусловило методику отбора и обработки проб. Пробы отбирались из всех фазовых и фациальных разновидностей пород и жильных образований, связанных с породами главных фаз, с целью изучения закономерностей распределения акцессорных минералов. Всего отобрано 134 минералогические пробы весом от 5 до 10 кг. Вес проб выбирался на основании экспериментальных работ (Ляхович, Родионов, 1961; Крейтер, 1965). Обработка проб проводилась по методике лаборатории акцессорных минералов ИМГРЭ (Ляхович, 1961).

При изучении тяжелых фракций проб щелочных пород были установлены следующие акцессорные минералы: самородный висмут; сульфиды — арсенопирит, висмутин, галенит, киноварь, ковеллин, молибденит, пирит, сфалерит; окислы — анатаз, бадделеит, бетафит, гематит, ильменит, ильменорутит, касситерит, колумбит, лейкоксен, лимонит, магнетит, пирохлор, рутил, самарскит, уранинит, фергюсонит; карбонаты — бастнезит, малахит, паризит, церуссит; вольфраматы — шеелит; молибдаты — вульфенит; сульфаты — барит; фосфаты — апатит, ксенотим, монацит; фториды — флюорит; силикаты — астрофиллит, везувин, группа граната, группа эпидота, сфен, торинит, торит, турмалин, циркон, циртолит, чевкинит. Минералы уранинит, касситерит, бадделеит, фергюсонит, колумбит, шеелит, вульфенит, монацит, чевкинит впервые определены автором в щелочных породах Ясманского массива.

По условиям образования выделены три группы минералов: 1) магматические ранне- и позднемагматические, 2) минералы, связанные с процессами высокотемпературного постмагматического изменения щелочных пород и 3) минералы гидротермального генезиса. Ниже дается описание акцессорных минералов пород Центрального Туркестано-Алая, причем с большой детальностью описа-

Таблица 5  
Содержание аксессуарных минералов в породах щелочных массивов Центрального Туркестано-Алая, г/т

Минерал*	Кштутский массив					Джилисуйский массив				Тутакский массив			
	Габбро (5)**	Нефелиновый сиенит (5)	Щелочной сиенит (4)	Карбонатная жила (1)	Скаполит-амфибол-гранатовый скарн (1)	Нефелиновый сиенит (6)	Биотит-нефелиновый пегматит (1)	Канкрит-содаитовый сиенит (1)	Либенитовый сиенит	Нефелиновый сиенит (7)	Биотит-нефелиновый пегматит	Эгирин-нефелиновый пегматит	Альбит-циркон-липовый сиенит
Галенит	—	—	—	—	—	0,16	—	0,5	Зн.	—	—	—	—
Пирит	5,0***	764,6	70,8	—	8,1	37,6	2,10	87,3	1879,7	399,0	1047,4	—	—
Сфалерит	Зн.	—	—	—	—	2,8	—	10,1	—	0,05	0,14	—	—
Бадделент	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—
Гематит	1140,5	—	79,8	0,08	79,8	—	—	—	799,2	28,4	44,2	23,8	—
Ильменит	—	—	—	—	—	22,1	49,8	—	—	19,8	51,8	—	—
Ильменорутит	—	—	—	—	—	42,4	—	252,5	—	—	—	—	Зн.
Касситерит	—	—	—	—	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—
Лейкоксен	—	—	985,1	—	987,6	—	—	—	—	—	—	—	—
Лимонит	—	—	—	—	—	0,86	2,6	—	—	—	—	—	—
Магнетит	1277,4	1229,2	12,2	—	1,0	2819,3	13,3	8330,9	—	5131,8	10581,6	36,2	4014,5
Пирохлор	0,01	0,16	—	—	—	57,6	91,8	52,1	8,40	119,0	40,6	271,6	3479,1
Рутил	Зн.	0,07	Зн.	—	Зн.	—	—	1,8	132,1	—	—	—	—
Уранинит	0,05	—	1,6	—	3,6	—	—	—	—	—	—	—	—
Церуссит	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—
Барит	5,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Бастнезит	—	—	—	—	—	—	—	—	460,4	—	—	—	—
Апатит	3258,2	514,2	300,5	3225,8	299,4	1,2	Зн.	2,9	—	167,6	197,6	—	4,7
Флюорит	—	71,9	Зн.	1,0	—	626,8	643,4	461,5	725,5	110,6	20,1	270,3	7,5
Везувиан	39,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Группа граната	60210,9	87517,4	114594,8	22,4	114615,0	0,05	—	0,14	—	0,5	—	—	—
Меланит	—	—	—	—	—	4,2	—	12,8	—	0,4	1,07	—	Зн.
Группа эпидота	3-7,20	1,05	1,98	390,9	—	0,9	2,8	—	—	Зн.	—	—	—
Сфен	5,1	31,7	62,9	5,3	12,9	3,3	3,3	—	—	0,5	1,3	—	—
Торит	0,01	—	—	—	—	35,0	—	—	125,5	12,2	—	35,9	21,0
Турмалин	—	—	Зн.	—	Зн.	25,10	—	901,9	—	—	—	—	—
Циркон	0,3	13,3	1,8	—	1,8	382,7	408,6	346,4	2394,6	911,2	534,6	1846,0	4845,9

\* Минералы расположены в порядке классификации по Дэна.

\*\* В скобках дано число проб.

\*\*\* Полу жирным шрифтом выделено содержание минерала, частота встречаемости которого в данном типе пород равна I.

Минерал	Тутекский массив			Матчинский массив					Ясманский массив				Жилы (3)
	Биотитовый гранит	Кварц-полевошля- говая порода	Мелкозер- нистый альбитит	Нефелино- вый снейт (7)	Щелочной снейт (3)	Кварцевый снейт (2)	Эгирини- вый снейт	Гранит (4)	Нефели- новый снейт (8)	Щелочной снейт (5)	Снежин- аллит (2)	Гранит (2)	
Арсенопирит	—	—	0,2	Зн.	—	—	—	Зн.	—	—	—	—	Зн.
Висмутин	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Галенит	—	—	—	—	3,22	—	—	0,01	—	—	—	—	1,3
Молибденит	—	—	—	—	0,05	—	—	Зн.	0,07	Зн.	—	—	3,7
Пирит	52,1	30,3	—	0,23	2,1	0,08	0,14	0,23	93,8	0,6	0,2	3,5	16,9
Анатаз	—	—	—	—	—	—	—	0,03	,005	24,9	—	1,6	Зн.
Бадделит	—	—	—	Зн.	—	—	—	—	0,36	—	—	—	—
Гематит	1257,0	229,4	—	238,6	268,4	—	—	—	4,6	33,2	—	286,4	1109,0
Ильменит	—	—	—	Зн.	1449,0	Зн.	—	173,4	1,0	125,6	0,4	385,4	1369,4
Касситерит	—	512,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,7
Колумбит	—	17,22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	77,8	557,6
Лейкоксен	—	—	—	—	—	—	8,1	—	—	—	—	—	—
Лимонит	—	—	—	—	—	0,2	30,4	—	—	—	—	—	—
Магнетит	22,0	1720,1	Зн.	10,28	248,0	0,02	41,3	9,28	405,8	29,4	—	—	2800,6
Пиррохлор	—	1,4	1,3	0,20	—	0,68	26,5	0,05	0,35	0,01	27,6	—	—
Рутил	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Зн.	—	—	—
Уранинит	—	3,54	—	—	—	—	—	0,08	0,85	—	—	—	—
Церуссит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,8
Фергусонит	—	126,3	—	—	—	—	—	—	—	—	3,3	—	—
Шеелит	—	4,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4



ны минералы редких элементов, образующие кристаллы нескольких морфологических разновидностей и чутко реагирующие на измененные физико-химических условий.

Акцессорные минералы Ясманского массива более подробно описаны в монографии Т. Н. Ифантопуло и других исследователей (1969).

Арсенопирит обнаружен в альбититах Тутекского массива и в единичных знаках — в Ясманском и Матчинском массивах. Представлен уплощенными кристалликами с четкой вертикальной штриховкой. Цвет серебристый, стально-серый. С поверхности покрыт тонкими темными корочками, иногда с пестрой побелалостью.

Галенит встречен только в щелочных породах Южной провинции и представлен выделениями неправильной формы со ступенчатым изломом размером от 0,2 до 0,37 мм. В Джилисуйском и Ясманском массивах он замещен церусситом и вульфенитом, образующим мелкозернистые корочки желтого цвета на поверхности галенита. Отмечаются псевдоморфозы церуссита по галениту с реликтами последнего.

Молибденит распространен крайне неравномерно и встречен в отдельных пробах Ясманского и Матчинского массивов в виде изометричных тонкопластинчатых выделений и мелких чешуек размером 0,1—0,2 мм, свинцово-серого цвета.

Пирит распределен более или менее равномерно\* от ед. знаков до 300 г/т. Только в нефелиновых породах Кштутского и Тутекского массивов содержание его выше 1 кг/т. Обычно пирит представлен выделениями неправильной формы и кубическими кристаллами, иногда в комбинации с октаэдром (Кштутский массив) и пентагон-додекаэдром (Ясманский массив, кварц-полевошпатовые породы). Иногда отмечаются округлые выделения пирита (Джилису) размером 0,1—0,25 мм. Часто кубические кристаллы образуют сростки. На гранях кристаллов заметна грубая штриховка. Размер выделений пирита колеблется от 0,1 до 0,65 мм. Пирит образует сростки с полевым шпатом и магнетитом и мелкую вкрапленность во флюорите. Вторичные образования по пириту развиты неравномерно: от тонких корочек до полных псевдоморфоз гематита по пириту.

В щелочных сиенитах Ясманского массива, кроме описанного выше пирита, встречаются также ксеноморфные выделения и крупные кубические кристаллы пирита с глубокими кавернами — следами от пойкилитовых включений других минералов. Пирит совершенно лишен вторичных изменений и является, вероятно, более поздней генерацией.

Бадделейт распространен крайне неравномерно и встречен в отдельных пробах нефелиновых сиенитов (Матча, Тутек, Ясман) и в щелочных пегматитах (Ясман). Образует пластинчатые и плоскопластинчатые кристаллы светло-бурого цвета, часто с вертикальной штриховкой размером 0,25 мм.

Гематит присутствует почти во всех разновидностях пород. Наи-

\* Частота встречаемости минерала в долях единицы составляет 0,65—1,00.

большее количество его обнаружено в пегматитах Ясмана, в габбро и содалит-полевошпатовой жиле (Кштутский массив). Он представлен двумя разновидностями. Первая разновидность является псевдоморфозой гематита по магнетиту (мартит). Наиболее широко она развита в габбро Кштутского и в sienитах Ярманского и Матчинского массивов и представлена выделениями неправильной формы, редко обломками октаэдрических кристаллов со скульптурами треугольников на гранях. Гематит магнитен, так как в нем присутствуют мелкие реликты магнетита. По мартиту в нефелиновых sienитах Матчинского массива развиваются колломорфные почки светло-бурого гётита и гидрогётита.

Вторая разновидность представлена псевдоморфозами по пириту, часто с реликтами последнего, и характерна для пород всех массивов. Образует выделения неправильной формы (главным образом в sienитах), правильные кристаллы кубической, кубооктаэдрической формы, многогранные изометричные выделения с неравномерно развитыми гранями, а также пентагондодекаэдры, ромбододекаэдры и комбинации пентагонального додекаэдра и октаэдра. Наиболее разнообразные формы присутствуют в пегматитах лейкократовых гранитов Ясмана. Часто на гранях кристаллов отмечаются характерная для пирита штриховка и сростки кристаллов. Размер кристаллов от 0,25 мм до 0,6 мм.

Ильменит широко развит в породах Южной провинции (в Кштутском массиве он отсутствует). Он образует выделения неправильной изометричной, часто уплощенной формы и реже правильные кристаллы (пегматит лейкократовых гранитов Ясмана). В пегматитах лейкократовых гранитов ильменит местами покрыт корочкой лимонита, а в кварц-полевошпатовой породе по нему развивается лейкоксен. В ильмените нефелиновых sienитов Матчинского массива определены содержания  $Nb_2O_5$  0,048% и  $Ta_2O_5$  0,013%.

Касситерит встречается в малых количествах в пегматитах лейкократовых гранитов и в кварц-полевошпатовых породах Тутекского и Ярманского массивов, а также в скарнах Кштутского массива. В пегматитах он представлен асимметрично развитыми кристаллами (Ярман) и выделениями неправильной формы (Тутек), размером около 0,5—0,6 мм буровато-желтого и светло-желтого цвета. В кварц-полевошпатовых породах отмечены дипирамидальные кристаллы касситерита черного цвета с сильным алмазным блеском. Размер кристаллов 0,45—0,63 мм. В скарнах кристаллы касситерита неправильной формы и бурого цвета.

Минерал из группы танталит-колумбита встречается только в пегматитах лейкократовых гранитов Ярманского и кварц-полевошпатовых породах Тутекского массивов в виде двух разновидностей. Первая разновидность присутствует только в пегматитах Ясмана и образует выделения неправильной формы, иногда уплощенные, цвет минерала черный, блеск сильный смоляной, размер выделений около 0,25—0,3 мм. Непрозрачный, в тонких сколах просвечивает коричневатым цветом.

Вторая разновидность представлена короткопризматическими (более крупные кристаллы) и тонкотаблитчатыми (более мелкие кристаллы) выделениями, размером от 0,1 до 0,3 мм. Тонкотаблитчатые кристаллы сильно удлинены:  $d/l$  до 1 : 5. Цвет минерала черный с сильным смоляным блеском на изломе, изредка заметны красные внутренние рефлексы, излом раковистый, непрозрачный, по краям просвечивает красным, анизотропен. Плеохроизм сильный: по  $Ng$  темно-красный, почти черный, по  $Np$  — красный до темно-красного. По колумбиту (Тутекский массив) развивается самарскит.

Магнетит является широко распространенным минералом. Он встречается почти во всех разновидностях пород и содержание его варьирует в широких пределах. В породах Кштутского массива, как в габбро, так и в нефелиновых сиенитах, содержание магнетита высокое; в скарнах его мало. В Джилисуйском и Тутекском массивах оно варьирует от единичных знаков (в альбититах) до 10 кг/т (в нефелиновых сиенитах); содержание магнетита в породах Матчинского массива меньше. В Ясманском массиве магнетит наиболее равномерно распределен в нефелиновых сиенитах, в щелочных сиенитах он отмечается только в отдельных пробах. В гранитах магнетит отсутствует, а в пегматитах лейкократовых гранитов его содержание достигает 3,5 кг/т.

Магнетит в основном представлен выделениями неправильной формы. В щелочных сиенитах и жильных породах лейкократовых гранитов Ясманского массива и в породах Джилисуйского массива изредка встречаются октаэдрические кристаллы магнетита, на гранях которых отмечается штриховка и грани роста. В кварц-полевошпатовых породах Ясмана встречаются кристаллы с округлыми вершинами и гранями. Размер выделений магнетита сильно варьирует от 0,05 до 0,75 мм. Магнетит образует мелкие включения в полевых шпатах, биотите, гранате, при альбитизации нефелиновых сиенитов Джилисуйского массива — мелкую сыпь на контакте зерен нефелина и эгирина (см. рис. 8). Биотит при этом замещается мелкозернистым агрегатом альбита с выделением магнетита. Аномальные концентрации магнетита в измененных разностях пород говорят в пользу метасоматического происхождения этого магнетита. Магнетит тесно ассоциирует с биотитом, пиритом, эригином, цирконом. Химическим анализом в магнетите пегматитов Ясманского массива определено содержание окиси титана  $TiO_2$  1,29; удельный вес минерала 5,0. В магнетите эгирин-полевошпатовой породы Матчинского массива содержание  $TiO_2 > 4,5\%$ ;  $MnO$  0,60% (данные квантометра). Спектральным анализом в нем определены:  $Sn$  0,007%;  $Mo$  0,0005%; удельный вес 5,11.

Пирохлор является широко распространенным минералом щелочных пород Туркестано-Алая.

Для пород Кштутского массива пирохлор не характерен: в габбро содержание его незначительное (от 0 до 0,02 г/т). Он представлен мелкими красновато-бурыми кристаллами октаэдрической фор-

мы; несколько больше его в нефелиновых сиенитах (0,44 г/т), где он образует мелкие (0,5 мм) выделения неправильной формы буровато-желтого цвета.

В пределах Джилисуйского массива пироксид присутствует повсеместно. Наибольшее количество его отмечается в альбитизированных, содалитизированных и канкринитизированных сиенитах и альбититах (рис. 12) и представлен он мелкими (0,1—0,15 мм) кристаллами октаэдрической и кубооктаэдрической формы темно-красного, красновато-желтого и желтого цвета. Иногда пироксид имеет

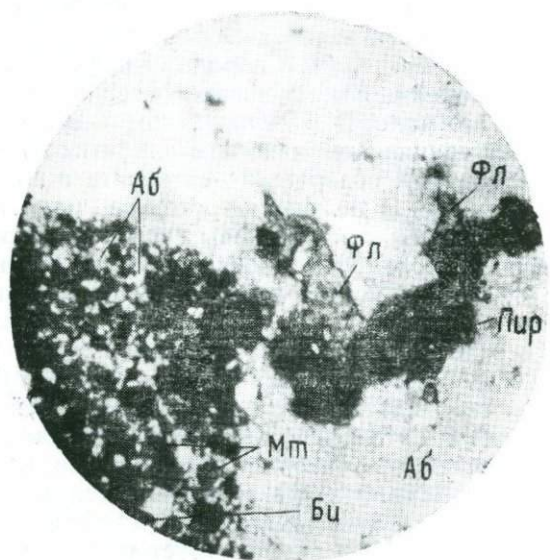


Рис. 12. Выделения пироксидов (Пир) и флюорита (Фл) в сахаровидном альбите. Биотит (Би) замещается альбитом (Аб) и магнетитом (Мт). Никколи ||. Увел. 34х

зональное строение: в центре — темно-красный, по периферии — светлоокрашенный. Изредка на гранях кристаллов наблюдается треугольная штриховка,  $a_0 = 10,38 \pm 0,02$ .

В пределах Матчинского массива пироксид отмечен как в нефелиновых сиенитах, так и в гранитах; в щелочных сиенитах он отсутствует. Пироксид представлен октаэдрическими и кубооктаэдрическими кристаллами размером 0,03—0,25 мм, красно-бурого ( $a_0 = 10,20 \pm 0,02$ ), темно-красного, желтовато-красного и черного цвета. Черный пироксид встречается в эгириновом пегматите и в эгирин-полевошпатовой породе со шпировыми выделениями кварца.  $a_0 = 10,34 \pm 0,02$ .

Химический состав черного пироксидов следующий (в %):  $Nb_2O_5$

41,75; Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 7,25; TiO<sub>2</sub> 11,03; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,40; MgO 0,20; SiO<sub>2</sub> 0,13; CaO 14,54; Na<sub>2</sub>O 5,65; K<sub>2</sub>O 0,07; TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,83; UO<sub>2</sub> 3,60; UO<sub>3</sub> 4,52; ThO<sub>2</sub> 0,11; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> 1,90; F 2,36; п. п. п. 2,00; Σ<sub>1</sub> 100,59; O=F<sub>2</sub> 0,99; Σ<sub>2</sub> 99,60, удельный вес 4,79. Согласно расчетам по методу Л. С. Бородина (Булак, 1964), формула пирохлора (Ca<sub>1,00</sub> Na<sub>0,70</sub> U<sub>0,11</sub> Th<sub>0,09</sub>)<sub>1,90</sub> (Nb<sub>1,29</sub> Ti<sub>0,53</sub> Ta<sub>0,13</sub> Al<sub>0,03</sub> Mg<sub>0,02</sub>)<sub>2</sub> (O<sub>5,76</sub> OH<sub>0,77</sub> F<sub>0,47</sub>).

В Тутекском массиве пирохлор также широко распространен. Содержание его в породе целиком зависит от степени альбитизации пород: в нефелиновом сиените содержание пирохлора 0,07 г/т; в интенсивно альбитизированном сиените — до 3 кг/т, в мелкозернистых сахаровидных альбититах содержание пирохлора падает до 1,3 кг/т. Пирохлор образует красные и темно-красные, реже желтовато-красные и ярко-желтые октаэдры и кубооктаэдры, часто асимметрично развитые, и сростки их; размер кристаллов от 0,01 до 0,15 мм.  $a_0 = 10,36 \pm 0,02 \text{ \AA}$  (в сиените),  $a_0 = 10,43 + 0,02 \text{ \AA}$  (в альбитизированном сиените). Темноокрашенные пирохло́ры являются ранней генерацией, так как их обрастают более светлоокрашенные пирохло́ры. В альбититах по пирохло́ру развивается колумбит. Пирохлор развит в основном в интерстициях породообразующих минералов и часто образует сростки с альбитом.

В пределах Ясманского массива пирохлор отмечается только в породах первой фазы и представлен он тремя разновидностями: коричневато-красной, желтой и красновато-коричневой, почти черной  $a_0 = 10,28 \pm 0,04 \text{ \AA}$  (бетафит?).

Рутил распределен в породах крайне неравномерно и в небольших количествах. В Кштутском массиве рутил отмечается в единичных знаках в габбро и в скарнах, где он представлен длинными игольчатыми выделениями, часто с овальными вершинами размером 0,13—0,3 мм;  $d/l$  1 : 5—1 : 6, темно-красного цвета, и в дайке полевошпатовых пород. В последней рутил образует длинные игольчки и спутанно-волокнистые агрегаты черного цвета, часто в массе лейкоксена.

В Джилисуйском массиве рутил встречен в канкринит-содалитовом и либнеритовом сиенитах. Кристаллы его образованы двумя тетрагональными дипирамидами с очень узким пояском призмы, грани которой развиты асимметрично, и часто с ясной штриховкой. Цвет рутила зеленовато-желтый, буровато-желтый, серовато-желтый, зеленовато-коричневый; окраска неравномерная.

Уранинит распределен в породах спорадически, частота встречаемости не превышает 0,50. Он представлен темно-бурыми до черного тетрагонально-призматическими и кубооктаэдрическими кристаллами размером 0,06—0,15 мм, изредка до 0,25 мм. По ураниниту развивается вторичный минерал, который образует коричневые корочки на гранях кристаллов.

Фергюсонит встречен в дайке сиенит-аплитов Ясманского (6,5 г/т) и в кварц-полевошпатовой породе Тутекского (126,3 г/т) массивов. Фергюсонит сиенит-аплита представлен шестоватыми

выделениями неправильной формы буроватого цвета и без прокаливания дает структуру  $\beta$ -фергюсонита (Ифантопуло и др., 1969). Фергюсонит кварц-полевошпатовых пород представлен двумя разновидностями. Первая разновидность преобладает. Это правильные, часто удлинённые до 1:4, призматические кристаллы (рис. 13, 1) размером от 0,15 до 0,75 мм. Часты сростки кристаллов параллельно удлинению, реже косокрытообразные. Цвет фергюсонита от желтого, буро-желтого, красно-бурого до черного. Излом мелкокорякостый, зернистый. Минерал анизотропный. В проходящем свете — желтый и красно-бурый. Двупреломление 0,075—0,08,  $c: Ng' = 28^\circ$  (?). Удельный вес 5,44. По периферии кристаллов фергюсонита отмечаются включения мелких призматических кристалликов светло-розового циркона. По данным спектрального анализа (аналитик Т. И. Мартынова, ИГЕМ), в фергюсоните обнаружены сле-

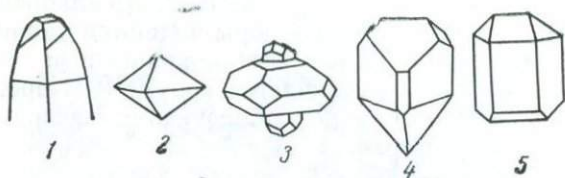


Рис. 13. Форма кристаллов минералов.

1 — фергюсонит; 2 — ксенотим; 3 — сросток кристаллов ксенотима и циркона; 4 и 5 — монацит

дующие элементы: Nb, Y >9%; Si, Fe 4,6%; Ta, Ti, Al, Yb, Th 1,3%; Mn, Na, Zr, Mg, Ca, Sn, Ce 0,1—0,3%; Sc, V, La 0,07—0,09%; Pb 0,04—0,06%; Ag, Ba 0,01—0,03%; Cu 0,004—0,006%; Be, Ga 0,0004—0,0006%.

Вторая разновидность фергюсонита представлена выделениями неправильной формы и мелкими удлинёнными ( $d/l$  до 1:5) кристаллами черного цвета, только в тонком сколе просвечивает буро-красным. Излом крупнокорякостый. Минерал изотропный.

Ксенотим и монацит встречаются в кварцсодержащих породах Ясманского и Тутекского массивов. Ясманский ксенотим представлен мелкими дипирамидальными кристаллами размером ~0,12 мм светло-желтого цвета, Тутекский образует как дипирамидальные, так и короткопризматические кристаллы с плохо развитыми гранями призмы. Цвет ксенотима желтовато-зеленый. Большинство кристаллов ксенотима дают сростки с призматическим цирконом. Оси «с» циркона и ксенотима совпадают (см. рис. 13, 3). Монацит Ясманского массива представлен изометричными желтыми выделениями неправильной формы размером около 0,15—0,20 мм. Тутекский монацит образует правильные светло-желтые до бесцветных таблитчатые кристаллы (см. рис. 13, 4 и 5).

Апатит отмечается в породах всех описываемых массивов. По форме кристаллов можно выделить шесть морфологических разно-

видностей его (рис. 14, а): 1) округлые выделения; изредка в них можно наблюдать слабо заметные грани гексагональной призмы; 2) призматические кристаллы с дипирамидой:  $a$  ( $10\bar{1}1$ )  $x$  ( $10\bar{1}1$ ); 3) призматические кристаллы с дипирамидой:  $b$  ( $1\bar{1}20$ )  $x$  ( $10\bar{1}1$ ); 4) короткопризматические кристаллы с пинакоидом:  $a$  ( $10\bar{1}0$ )  $c$  ( $0001$ ); 5) призматические кристаллы с дипирамидой и пинакоидом:  $a$  ( $10\bar{1}0$ )  $x$  ( $10\bar{1}1$ )  $c$  ( $0001$ ); 6) призматические кристаллы с пирамидой и пинакоидом,  $b$  ( $1\bar{1}20$ )  $x$  ( $10\bar{1}1$ )  $c$  ( $0001$ ).

Наибольшее количество апатита отмечено в породах Кштутского массива (до 5,8 кг/т — в габбро) и представлен он четырьмя разно-

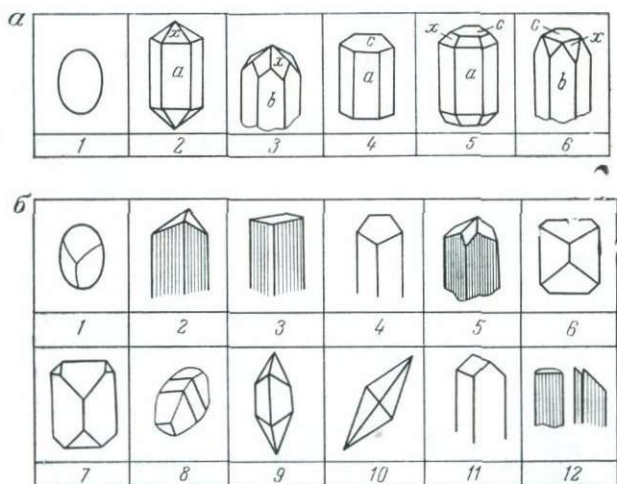


Рис. 14. Форма кристаллов апатита (а) и сфена (б) в щелочных породах

видностями. В габбро присутствуют призматические кристаллы апатита с гранью пинакоида (см. рис. 14а, б). Грани призмы неровные, кавернозные, часто со скелетными окончаниями. Апатит бесцветный, прозрачный и мутный. Размер кристаллов 0,05—0,33 мм, реже до 0,8 мм,  $d/l$  от 1 : 1 до 1 : 3 и даже до 1 : 5. В апатите отмечаются удлиненные выделения пироксена.

В нефелиновых сиенитах присутствуют гексагональнопризматические удлиненные кристаллы (см. рис. 14а, 4), часто образующие сростки вдоль грани ( $10\bar{1}0$ ). Поверхность кристаллов неровная кавернозная; кристаллы разбиты поперечными трещинами. Апатит светло-серый, бесцветный, желтоватый. Размер кристаллов 0,2—0,75 мм, реже до 1,2,  $d/l$  от 1 : 2 до 1 : 5.

Для дайки полевошпатовых пород характерны две разновидности апатита. Первая разновидность: крупные (0,25—0,4 мм) округ-

лые, корродированные выделения белого цвета, часто ожелезненные. Вторая — более мелкие (0,05—0,25) бесцветные, прозрачные кристаллики, образованные призмой  $b$  ( $11\bar{2}0$ ) и пирамидой  $x$  ( $10\bar{1}1$ ). Удлинение 1 : 2—1 : 3, реже 1 : 1.

Апатит карбонатных жил близок по форме апатиту габбро, только более развиты грани пирамиды  $x$ . Апатит светло-зеленый, реже бесцветный, полупрозрачный и прозрачный. Размер кристаллов 1—1,2 мм;  $d/l$  от 1 : 2 до 1 : 2,5. В более крупных светло-зеленых кристаллах апатита отмечается большое количество включений карбоната. Грани кристаллов неровные. Часто апатит образует выделения неправильной формы.

В Джилисуйском массиве апатит присутствует во всех породах, но содержание его резко меняется в зависимости от интенсивности альбитизации и флюоритизации пород. Независимо от петрографического состава пород (нефелиновый сиенит, пегматит или альбитизированный сланец) апатит представлен короткопризматическими гексагональными кристаллами (см. рис. 14а, 4). Апатит серый и бесцветный; прозрачный. Размер кристаллов 0,1—0,7 мм;  $d/l$  от 1 : 1 до 1 : 2, редко 1 : 4. В интенсивно альбитизированных сланцах количество апатита значительно возрастает. Апатит встречается здесь как в основной массе породы (см. рис. 11 и 9), так и в шлировых выделениях, образованных сфеном, амфиболом, кварцем, флюоритом. Апатит корродируется флюоритом. В альбитизированных сланцах встречены зональные кристаллы апатита (рис. 15), образованные чередованием зон сплошного апатита с зонами скелетного, переполненного мелкими выделениями альбита, щелочного амфибола, т. е. породообразующими минералами. Такое строение апатита свидетельствует об его метасоматическом образовании в процессе альбитизации пород и пульсационном поступлении растворов. Образование апатита началось совместно с альбитом, но закончилось несколько раньше последнего, так как иногда альбит слабо корродирует апатит.

Закономерная связь апатита с интенсивно альбитизированными породами, постоянство морфологической формы независимо от петрографического состава пород, наличие зональных кристаллов — все это указывает, что апатит в породах Джилисуйского массива в основном метасоматического происхождения.

В породах Тутевского массива апатит распределен крайне неравномерно. В нефелиновых сиенитах и их пегматитах преобладают довольно крупные 0,25—0,3 мм выделения его неправильной формы. Изредка удается диагностировать грани гексагональной призмы и пинакоида; у единичных выделений апатита отмечаются слабо развитые грани пирамиды. Апатит бесцветный, мутноватый, часто водно-прозрачный.

В Матчинском массиве апатит встречается во всех породах: в гранитах отмечаются округлые, изометричные выделения, изометричные кристаллики с большим количеством граней и короткоприз-

матические кристаллы с дипирамидой:  $(11\bar{2}0) \times (10\bar{1}1)$ , с округлыми гранями и вершинами (см. рис. 14а, 1 и 3), размером от 0,03 до 0,35 мм. В сиенитах, как нефелиновых, так и в щелочных, преобладают гексагонально-короткопризматические кристаллы (см. рис. 14а, 4) с удлинением от 1:1 до 1:2, реже в нефелиновых сиенитах встречаются более удлиненные кристаллы с округлыми вершинами и гранями (см. рис. 14а, 2), удлинение их до 1:6,5. Апатит бесцветный и белый (пегматит); прозрачный и полупрозрачный. Размер кристаллов от 0,2 до 0,4 мм, редко до 0,8 мм. Сумма редких земель в апатите равна 0,20%. Состав их следующий (в %): La 17,7; Ce 41,5; Pr 7,7; Nd 23,6; Sm 3,4; Gd 4,4; Dy 1,7.

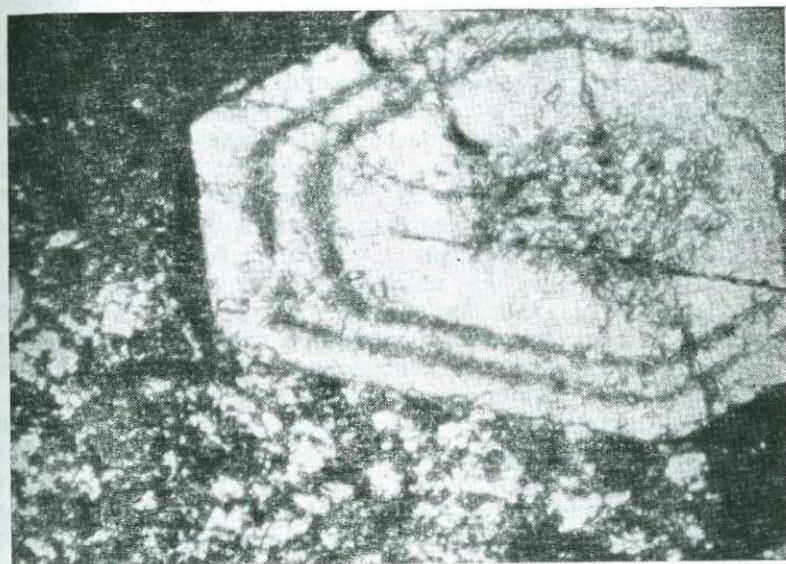


Рис. 15. Зональный метакристалл апатита. Чередуются зоны монокристалла апатита с зонами, переполненными мелкозернистым альбитом и щелочным амфиболом. Николи  $\parallel$ . Увел. 34х

Резко отличается от вышеописанных апатит карбонатных метасоматитов, который представлен овальными и округлыми выделениями, изредка со слабо заметным гексагонально-короткопризматическим строением с резко выраженной поперечной отдельностью. Апатит бесцветный и серый, зональный: в центре серый, по периферии — бесцветный. Размер выделений до 8 мм. Корродируется карбонатом. Химический состав апатита (в %):  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,08; CaO 55,11; SrO 0,56;  $\text{P}_2\text{O}_5$  42,12;  $\text{TR}_2\text{O}_3$  0,20; F 2,78;  $\Sigma_1$  100,85; — O =  $\text{F}_2$  1,17;  $\Sigma_2$  99,68. По составу отвечает оксифторапатиту —  $(\text{Ca}_{4,97} \text{Sr}_{0,03} \text{TR}_{0,01})_{5,01} \text{P}_{3,00} \text{O}_{12,01} \text{F}_{0,74} \text{O}_{0,14}$ .

Состав редких земель определен методом хроматографии (в %): La 15,9; Ce 40,7; Pr 7,3; Nd 22,0; Sm 3,1; Gd 4,1; Y 5,3; Dy 1,6. Удельный вес апатита 3,18. По сумме редких земель и по составу их апатиты пегматитов и карбонатных метасоматитов совершенно одинаковы.

Щелочные породы массива Ясман характеризуются несколько большим разнообразием морфологических форм апатита. В нем встречаются все разновидности, кроме третьей. Преобладают кристаллы четвертой разновидности. По характеру выделений, взаимоотношению с другими минералами, а также по размеру, цвету и прозрачности апатиты Ясманского массива подразделяются на три типа.

Первый тип апатита наиболее ранний—раннемагматический. Образование его происходило до кристаллизации породообразующих минералов. Второй тип апатита также магматический, но более поздний. Вероятнее всего, кристаллизация его происходила в позднемагматическую стадию минералообразования одновременно с кристаллизацией темноцветных, о чем свидетельствуют мелкие включения биотита и амфибола в апатите и ассоциация последнего с темноцветными. Приуроченность второго типа апатита к приконтактовым разностям пород указывает на связь апатита с процессами ассимиляции. Третий тип апатита — наиболее поздний. Он образует кристаллы и выделения неправильной формы в интерстициях породообразующих минералов, и наличие его в породах Ясманского массива хорошо согласуется с выводами о метасоматическом происхождении апатита пород Джилисуйского массива и приуроченности его к альбитизированным породам.

Породы Джилисуйского массива характеризуются наибольшей интенсивностью альбитизации пород в целом и, кроме короткопризматического, других форм апатита в них нет. Вероятно, магматический апатит в процессе альбитизации был растворен и перекрыт аллювием. В других массивах, кроме метасоматических кристаллов апатита, отмечаются и другие по форме кристаллы, причем почти всегда наличие таких форм сопровождается присутствием округлых зерен апатита, которые, по всей вероятности, являются «реликтами» магматического апатита.

Флюорит присутствует во всех разновидностях пород, кроме габбро (Кштутский массив). Содержание его неравномерное — от единичных знаков до 1 кг/т. Повышенные концентрации флюорита отмечаются в содалитовых сиенитах и лейкократовых гранитах Ясманского массива, в породах Джилисуйского и Тутекского массива. Аналогично апатиту наибольшее количество флюорита отмечается в альбитизированных и содалитизированных породах, так как эти процессы сопровождаются флюоритизацией пород. Флюорит обычно выполняет секущие трещины (см. рис. 11) и интерстиции между породообразующими минералами и четко корродирует последние. Представлен флюорит выделениями неправильной, часто изометричной формы, и только в пегматитах дейкократовых гранитов Ясман-

ского массива встречены правильные октаэдрические и кубооктаэдрические кристаллы. Размер выделений от 0,1 до 0,6 мм. Флюорит в основном бесцветный и слабофиолетовый, изредка с розовым оттенком. Темно-фиолетовый флюорит найден в сиенитах и пегматитах Ясманского, в нефелиновых сиенитах Кштутского массива и альбитизированных сланцах Джилисуевского.

Гранат отмечается повсеместно, но содержание его крайне непостоянное и изменяется в очень больших пределах. Наиболее характерен он для пород Кштутского массива (содержание 44—150 кг/т). Гранат габбро представлен выделениями неправильной формы; бесцветный, мутноватый, аномально анизотропный,  $N$  1,70. В остальных породах Кштутского массива гранат желтовато-бурый, коричневатый, темно-коричневый до черного. Образует правильные ромбододекаэдры размером от 0,2 до 2 мм и ксеноморфные выделения, последние преобладают. Часто гранат обладает зональным строением: в центральной части — темноокрашенный скелетный, переполнен пойкилитическими включениями породообразующих минералов; по периферии — более светлоокрашенный — желтовато-бурый. Размер элементарной ячейки граната из центральной части зерен  $a_0 = 12,00 \pm 0,02$ , из периферической  $a_0 = 11,97 \pm 0,02$ . Желтовато-бурый гранат отвечает андрадит-гроссуляру с 48% гроссуляровой молекулы (Ляшкевич, 1963). В гранате из центральных частей зерен большую роль играет андрадитовая молекула.

В сиенитах Джилису, Ходжаачкана и Тутека в основном встречается гранат типа меланита. Он отмечен во всех разновидностях сиенитов, а в меланократовых сиенитах зоны эндоконтакта является породообразующим минералом, играя роль единственного темноцветного. Цвет меланита темно-бурый, почти черный, форма ромбододекаэдрическая. Рентгеноспектральными анализами обнаружены в граните Ti (до 5%), а также Zr, La, Ce, Pr, Nd,  $N = 1,930 \pm 0,009$  (Омельяненко, Сиротинина, 1959).

Весовые содержания граната ( $>21$  кг/т) установлены в кварц-полевошпатовых породах Тутекского массива. Гранат оранжевый, прозрачный, образует ромбододекаэдры и комбинации ромбододекаэдра и куба размером до 1 мм.

В породах Матчинского массива гранат присутствует в небольших количествах (от единичных знаков до 2,5 г/т) и представлен меланитом, желтовато-зеленым и розовым гранатом. Образует выделения неправильной формы размером около 0,25 мм.

В Ясманском массиве гранат распространен очень неравномерно и присутствует в небольших количествах, только в кварц-полевошпатовой породе содержание его достигает 3 кг/т. В желтовато-розовом гранате кварц-полевошпатовой породы определены следующие элементы-примеси:  $Sc_2O_3$  0,0002%; Ge 0,0025%; Li 0,020%; Rb 0,30%; Cs 0,16%.

Ортит встречается почти во всех разновидностях пород Ясманского, в эгириновом пегматите Матчинского и в гранитах Ходжаачканского и Тутекского массивов. Распределение ортита в породах неравно-

мерное: наиболее низкие содержания его в сиенитах, выше оно в гранитах (до 659 г/т) и еще выше в пегматитах Ясманского массива. Ортиты указанных пород мало отличаются друг от друга и представлены главным образом выделениями неправильной формы или таблитчатыми выделениями; изредка в нефелиновых сиенитах и их шлировых пегматитах встречаются изометричные мелкие правильные кристаллы. Размер выделений ортита 0,2—0,5 мм. Цвет черный, темно-бурый и бурый (прозрачный);  $Np \approx 1,730$ . В сиенитах наблюдается тесная ассоциация ортита и кальцита, которые выполняют прожилки и пустоты в породе, ортит также образует реакционные каемки на контакте выделений кальцита и канкринита. В Матчинском массиве ортит тесно ассоциирует с цирконом.

Сфен встречен во всех породах щелочных массивов, кроме лейкократовых гранитов Ясманского массива и их жильных образований. Распределение его неравномерное: в нефелиновых сиенитах содержание сфена мало; намного больше его в щелочных сиенитах и особенно в меланократовых эгириновых и эгирин-авгитовых (Джилису). Повсеместно преобладают выделения сфена неправильной формы; в небольшом количестве встречаются правильные кристаллы (см. рис. 14 б).

В Кштутском массиве содержание сфена невелико — от 0,02 г/т в нефелиновом сиените до 292 г/т в дайке полевошпатовых пород.

Для габбро характерны уплощенные изометричные и копьевидные выделения сфена (см. рис. 14 б, 1 и 9), для нефелиновых сиенитов — уплощенно-призматические (5); в полевошпатовой дайке — конвертообразные (6, 7), в скарнах изометричные уплощенные выделения (1). Размер выделений от 0,12 до 0,75 мм. Сфен светло-желтый и желтый; полупрозрачный. В сфене из габбро отмечается большое количество пузырьков газовой-жидких включений.

Конвертообразные кристаллы сфена из полевошпатовой дайки замещаются землистым агрегатом желтовато-серого лейкоксена до полных псевдоморфоз. Последние часто ожелезнены.

В Джилисуйском, а также и в Ходжаачканском и Тутекском массивах наиболее обогащены сфеном мелкозернистые эгириновые и эгирин-авгитовые сиениты, т. е. породы, в которых проявлены процессы гибридизма. Наблюдается тесная ассоциация сфена с эгирином и эгирин-авгитом. В альбитизированных сланцах сфен тесно ассоциирует с флюоритом, апатитом, цирконом и ферроторитом, образование которых связано с альбитизацией и флюоритизацией.

В Тутекском массиве отмечается еще одна разновидность сфена — реакционные каймы на границе выделений кальцита и биотита.

В породах Матчинского массива сфен образован в основном уплощенно-призматическими кристаллами (рис. 14 б, 2, 3), в пегматитах копьевидными (9, 8) и в гранитах уплощенно-изометричными выделениями (1) размером 0,3—0,75 мм. Цвет сфена светло-желтый, лимонно-желтый, желтый; в эгириновом пегматите — розоватый. Химический состав сфена из эгиринового пегматита следую-

ший (в %):  $\text{SiO}_2$  29,67;  $\text{TiO}_2$  39,36;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,20;  $\text{FeO}$  — н/о;  $\text{Mg}$  0,22;  $\text{CaO}$  24,72;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,89;  $\text{K}_2\text{O}$  0,50;  $\text{H}_2\text{O}^-$  — н/о;  $\text{H}_2\text{O}^+$  0,38;  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  1,18;  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  0,05;  $\text{TR}_2\text{O}_3$  0,96;  $\Sigma$  100,03. Формула сфена  $(\text{Ca}_{0,89} \text{TR}_{0,01} \cdot \text{Na}_{0,05} \text{K}_{0,05} \text{Mg}_{0,01})_{0,97} \text{Ti}_{10,99} \text{Nb}_{0,02} \text{F}_{0,05})_{1,06} \text{Si}_{11,05} \text{O}_{5,01} \text{OH}_{0,08}$ . Состав суммы редких земель следующий (в %):  $\text{La}$  8,5;  $\text{Ce}$  48,5;  $\text{Pr}$  3,83;  $\text{Nd}$  17,02;  $\text{Sm}$  6,38;  $\text{Eu}$  0,85;  $\text{Gd}$  5,96;  $\text{Tb}$  0,43;  $\text{Dy}$  4,68;  $\text{Ho}$  0,85;  $\text{Er}$  2,13;  $\text{Yb}$  0,85. Удельный вес сфена 3,49.

В породах Ясманского массива также преобладают уплощенно-призматические кристаллы, реже уплощенно-изометричные (пегматит) и копьевидные (щелочной сиенит) или сростки щепковидных кристаллов (сиенит-аплит). Таким образом, сфен щелочных массивов Центрального Туркестано-Алая в основном магматического генезиса и его образование обусловлено ассимиляцией магматическим расплавом карбонатного материала. В меньшей степени,

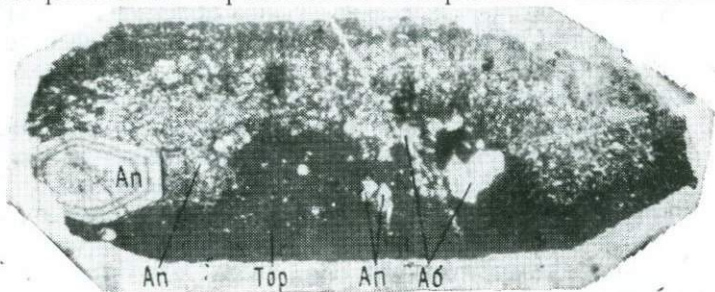


Рис. 16. Метакристалл торита, пойкилитически переполненный альбитом и апатитом. Николи  $\parallel$ . Увел. 5х

но сравнительно широко в щелочных породах присутствует метасоматический сфен, образование которого связано с процессами альбитизации, флюоритизации и особенно карбонатизации.

В Кштутском массиве торит обнаружен только в габбро в виде короткопризматических кристаллов зеленовато-серого и зеленовато-желтого цвета размером 0,14—0,15 мм. Торит метамиктный и слабоанизотропный, с поверхности покрыт землистым буровато-красным налетом.

В Джилисуйском и Ходжаачканском массивах торит в слабо измененных породах встречается в единичных знаках, в альбитизированных разностях содержание его больше, особенно в альбитизированных сланцах. Торит представлен призматическими и короткопризматическими кристаллами с дипирамидальными окончаниями светло-коричневого, бурого, буровато-желтого цвета, размером от 0,3—до 1 см. В сиенитах преобладают светлоокрашенные анизотропные ториты, в альбитизированных сланцах — темноокрашенные непрозрачные, переполненные включениями альбита, апатита, магнетита (рис. 16), корродируемые флюоритом. Удельный вес 5,55.

В Матчинском массиве торит также обнаружен в альбитизированных породах. Кристаллы его призматические и короткопризма-

тические размером 0,2—0,25 мм;  $d/l$  от 1:1,5 до 1:2, серовато-зеленого, темно-зеленого, почти черного цвета. В проходящем свете серовато-зеленый, изотропный, в пегматите слабо анизотропный.

В Тутекском массиве торит также наиболее характерен для альбитизированных пород и представлен зеленовато-серыми, темно-серыми и коричневатозелеными выделениями неправильной формы и правильными тетрагональнопризматическими кристаллами с дипирамидой. Изотропный, реже анизотропный. Кристаллы не превышают размером 0,25 мм и переполнены включениями.

В Яманском массиве в самих нефелиновых сиенитах торит отсутствует и отмечается в небольших количествах только в щелочных сиенитах, в жильных и метасоматически измененных породах и в лейкократовых гранитах и пегматитах. Торит представлен кристаллами четырех разновидностей: длиннопризматические с дипирамидой; короткопризматические с очень узким пояском призмы и с дипирамидой; дипирамидальные; короткопризматические с усеченной призмой.

Для содалитового и щелочного сиенитов характерны длиннопризматические кристаллы, в сиенит-аплите, кроме длиннопризматических торитов присутствуют и дипирамидальные; для лейкократовых гранитов, их пегматитов и кварц-полевошпатовых пород — короткопризматические кристаллы, причем в последних появляются кристаллы с усеченной дипирамидой. Для торита кварц-полевошпатовых пород определен удельный вес равный 6,5. Видимо, большой удельный вес торита связан со значительным содержанием в нем тяжелых элементов — U. Повышенный удельный вес в связи с высоким содержанием U и TR отмечен для цирконов (Stott, Hilliard, 1946; Levinson, Vorup, 1959).

В сиенитах (содалитовом и щелочном), в сиенит-аплитах и лейкократовых гранитах торит зональный: центральная часть кристаллов торита анизотропна, а по периферии — изотропная кайма. В пегматитах и кварц-полевошпатовых породах торит изотропный.

Таким образом, в более ранних породах торит анизотропный, в более поздних — изотропный. Это может быть объяснено тем, что уран накапливается в более поздних породах, что находит отражение и в обогащении различных минералов ураном в виде изоморфной примеси. Повышенные содержания последнего способствуют быстрому метамиктному распаду торита, о чем свидетельствует не только изотропность и увеличение удельного веса (до 6,5), но и понижение показателя преломления (для анизотропного торита  $N > 1,780$ ; для изотропного  $N \leq 1,780$ ).

Торианит встречается в породах Матчинского и Яманского массивов и представлен двумя разновидностями: черным и буровато-желтым.

Турмалин в щелочных породах описываемых массивов встречается спорадически. В породах Кштутского массива он практически отсутствует. В Джилисуйском массиве турмалин встречается в канкринит-содалитовом сиените в виде призматических кристаллов с

четкой продольной штриховкой темно-бурого цвета с сильным плеохроизмом от бурого до синего. Матчинский массив характеризуется присутствием турмалина во всех разновидностях пород, но наибольшее его количество отмечается в гранитах и представлен он короткопризматическими кристаллами с параллельной штриховкой на гранях зеленовато-бурого до темно-коричневого и почти черного цвета, размером 0,4—0,5 мм. Удельный вес 3,13. Турмалин нефелиновых сиенитов переполнен (в центральной части зерен) газово-жидкими и пылевидными черными включениями. Химический состав турмалина из гранита следующий (в %):  $\text{SiO}_2$  35,76;  $\text{TiO}_2$  1,16;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  30,12;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — н/о;  $\text{FeO}$  13,21;  $\text{Mn}$  0,11;  $\text{MgO}$  2,77;  $\text{CaO}$  1,32;  $\text{Na}_2\text{O}$  1,91;  $\text{K}_2\text{O}$  0,37;  $\text{H}_2\text{O}$  — 0,24;  $\text{H}_2\text{O}^+$  0,84;  $\text{Rb}_2\text{O}$  — н/о;  $\text{Cs}_2\text{O}$  — н/о;  $\text{Li}_2\text{O}$  0,024;  $\text{B}_2\text{O}_3$  10,95;  $\text{F}$  0,69;  $\Sigma$  100,16,  $\text{O}=\text{F}_2$  0,33;  $\Sigma_2$  99,83. Формула турмалина  $\text{Na}_{0,63} \text{K}_{0,08} (\text{Fe}_{1,87} \text{Mg}_{0,70} \text{Ca}_{0,24} \text{Ti}_{0,15} \text{Al}_{0,03} \cdot \text{Li}_{0,02} \text{Mn}_{0,02})_{3,03} \text{Al}_6 \text{Si}_{6,06} \text{O}_{18} \cdot (\text{B}_{3,2} \text{O}_9)$  ( $\text{O}_{0,92} \text{OH}_{2,71} \text{F}_{0,37}$ )<sup>4</sup>.

В Тутекском массиве турмалин встречен в кварц-полевошпатовой породе и аналогичен турмалину гранитов Матчинского массива.

В породах Ясманского массива, так же как и в Матчинском массиве, турмалин встречается почти во всех разновидностях пород, но содержание его ничтожное (исключением являются кварц-полевошпатовые породы, где турмалина около 3 кг/т). Турмалин образует округлые выделения и короткопризматические кристаллы с дипирамидой, часто вершины кристаллов округлые. Размер выделений 0,05—0,2 мм. Цвет турмалина зеленовато-бурый, бурый, коричневатозеленый, синий (кварц-полевошпатовая порода).  $N_e = 1,627$ ;  $N_o = 1,668$ . Часто переполнен мельчайшими включениями.

Чевкинит встречен только в кварц-полевошпатовой породе Ясманского массива. Он представлен выделениями неправильной формы, очень редко плоскотаблитчатыми кристаллами размером 0,2 мм, черного цвета.

Циркон — наиболее широко распространенный минерал щелочных пород Туркестано-Алая, отличающийся большим разнообразием морфологических разновидностей кристаллов. Многие из последних являются типоморфными. Нами выделено двенадцать разновидностей циркона (табл. 6).

Породы Кштутского массива, за исключением полевошпатовых даек, характеризуются низким содержанием циркона и бедностью его морфологических форм. Размер кристаллов колеблется от 0,12 до 0,35 мм, реже 0,5 мм;  $d/l$  от 1:1 до 1:2, реже 1:3 (в скарнах). Цвет циркона красновато-фиолетовый, фиолетовый, светло-фиолетовый, светло-розовый, бесцветный, сероватый, желтовато-бурый. В дайке полевошпатовых пород отмечаются зональные кристаллы: в центре (ядро) — светло-зеленый циркон, по периферии — светло-фиолетовый.

В породах Джилисуйского массива присутствуют две морфологические разновидности циркона: призматическая и дипирамидальная. Призматические кристаллы отмечаются в нефелиновых сиенитах.

Таблица 6

## ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ ЦИРКОНА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОГО ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ

Массив	Порода												
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Кашгар-скин	Амфибол-пироксеновое габбро		■	■									
	Нефелиновый сиенит	■		■	■					■	■		
	Дайка полевошпатовых пород		■	■	■								
Ажиги-судженка	Скарлатит-амфибол-гранатовый скарн		■				■			■			
	Нефелиновый сиенит		■							■			
Матчинский	Канкринит-содалит эгириновый			■	■								
	Биотит-нефелиновый пегматит		■	■	■								
	Биотит-нефелиновый сиенит	■				■							
	Биотитовый щелочной сиенит					■	■						
Тутекский	Эгирин-альбитовый пегматит		■				■						
	Альбитизированный сиенит		■						■				
	Лейкокраповый гранит			■	■							■	
	Нефелиновый сиенит		■	■	■		■		■				
Ясманский	Содалитовый сиенит		■	■	■					■			
	Амфиболовый щелочной сиенит		■	■	■					■			
	Цоизитовый сиенит		■	■	■					■			
	Сиенит-аплит		■	■	■					■			
	Лейкокраповый гранит		■	■	■					■			
	Пегматит лейкокрапового гранита		■	■	■					■			
Кварц-полевошпатовая порода		■	■	■					■	■			



Преобладает



Много



Мало

нитах и пегматитах. Содержание в породах его невелико, но распределен он равномерно. Размер кристаллов колеблется от 0,1 до 0,3—0,4;  $d/l$  от 1:2 до 1:3. Циркон розовый, реже буроватый, прозрачный. В пегматитах призматический циркон — непрозрачный, серовато-фиолетового, серого почти белого цвета; изотропизированный. Рентгеноспектральным анализом в нем наряду с высоким содержанием циркония обнаружены, Th, U, Hf, Y (Омельяненко, 1959).

Дипирамидальный циркон по количеству резко преобладает над призматическим, но распределен он в породах очень неравномерно. Наибольшее содержание его установлено в содалитизированных, альбитизированных и флюоритизированных породах. Размер дипирамидальных кристаллов колеблется от 0,3 до 0,5 мм и иногда достигает 5 мм. Цвет циркона фиолетово-розовый, красновато-фиолетовый, фиолетовый; непрозрачный. В пегматитах встречаются зональные кристаллы: в центре — более интенсивно окрашенный непрозрачный циркон, к периферии — почти бесцветный прозрачный. Кристаллы циркона образуют часто сростки и переполнены включениями магнетита, полевого шпата и других минералов, а также продуктами метамиктного распада. Рентгеноспектральным анализом в цирконе определены Th, U, Hf, Y.

В породах Матчинского массива циркон отличается большим разнообразием форм. В нефелиновых сиенитах преобладают округлые выделения и призматические кристаллы с двумя дипирамидами размером 0,05—0,35 мм. Циркон светло-фиолетовый, розовато-фиолетовый, бесцветный, совершенно прозрачный. Округлые выделения циркона лишены включений; призматические кристаллы часто переполнены ими. Дипирамидальные цирконы встречаются в небольших количествах; они более крупные (0,3—0,6 мм) фиолетовые и розовато-фиолетовые, непрозрачные. В щелочном сиените развиты призматические кристаллы циркона с одной или двумя дипирамидами (разновидности 3 и 6). Размер кристаллов 0,40—0,5 мм;  $d/l$  от 1:1 до 1:1,5, изредка 1:2. Цвет циркона светло-фиолетовый, светло-розовый, желтоватый, бесцветный, прозрачный. В пегматитах преобладают кристаллы циркона, образованные тремя пирамидами (111) (221) (331) — восьмая разновидность, в меньших количествах присутствуют призматические кристаллы с одной пирамидой (111) или двумя (111) (221). Размер кристаллов от 0,3 до 0,9 мм;  $d/l$  от 1:2,5 до 1:4. Циркон часто имеет зональное строение; в центре — серый, зеленовато-серый, фиолетово-серый, призматический с дипирамидой или овальной формы, который обрастает сверху фиолетовым цирконом, представленным кристаллами, образованными комбинацией трех дипирамид или призмы с двумя пирамидами. Центральная часть циркона непрозрачная, сильно трещиноватая, периферическая — прозрачная. Двупреломление в центре кристаллов ниже, чем по периферии. Таким образом, в пегматитах присутствует циркон двух генераций: 1) более ранний представлен морфологически более простыми кристаллами, обра-

зованными призмой (110) и дипирамидой (111); 2) более поздний — который обрастает выделения циркона первой генерации, имеет более сложные формы: комбинации трех дипирамид или призмы и двух дипирамид. Спектральным анализом в цирконе установлены следующие элементы-примеси (в %): Y 0,4; Al 0,05; Mn 0,04; Mg, Ca 0,35; Cu 0,005; Pb 0,001; Ag 0,0005. Химический состав циркона приведен в табл. 7.

Таблица 7

Состав цирконов щелочных пород

Окислы	Номер пробы							
	9/7	113	73	82	2	3	1а	1к
MgO	0,10	Не обн.	0,60	0,34			0,16	
CaO	1,20	Сл.	1,92	0,85			0,62	
MnO	0,15						Не обн.	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,40	Не обн.	0,25	0,58			3,74	
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,03	0,02	0,10		3,20	3,57	5,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	0,43	1,08	1,02			0,48	
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							0,31	
SiO <sub>2</sub>	30,80	33,47	33,07	32,37			31,92	
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	Сл.					Не обн.	
ZrO <sub>2</sub>	61,66	64,60	60,87	63,19	63,88		55,41	59,05
HfO <sub>2</sub> *	0,34	0,72	0,36	0,63	1,12	0,85	0,98	1,05
ZrO <sub>2</sub> ·HfO <sub>2</sub>	181	90	169	100	57		56	56
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	Не обн.				0,032	Не обн.	0,019
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	"				0,002		0,001
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>							1,91	
H <sub>2</sub> O+	2,05	0,96	Не обн.	0,10			0,43	
H <sub>2</sub> O-	Не обн.		"	0,15			Не обн.	
п. п. п.			1,36	0,68				
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,45					1,08		3,18
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	Не обн.		0,035		0,0008	0,0009	0,0003	0,0305

\* Определялись спектральным методом: гафний из осадка (Zr+Hf)O<sub>2</sub>; иттрий, скандий непосредственно в цирконе.

Пробы: Матчинский массив: 9/7 — циркон эгирин-нефелинового пегматита; Тутковский массив: 113 — циркон биотит-нефелинового пегматита; Ясманский массив: 73 — циркон биотит-нефелинового сyenита; 82 — циркон щелочного сyenита; 2 и 3 — циркон пегматита лейкократового гранита; 1а — фиолетовый циркон кварц-полевошпатовых пород, 1к — фиолетово-красный циркон кварц-полевошпатовых пород.

В границах Матчинского массива преобладают кристаллы циркона, образованные двумя призмами: (110) (100) и дипирамидой (111). В подчиненном количестве отмечаются другие формы (см. табл. 6). Размер их 0,1—0,3 мм; *d/l* от 1:1 до 1:2, реже 1:6. Циркон розовый, буровато- и серовато-розовый; прозрачный и непрозрачный (дипирамидальные кристаллы).

В пределах Тутекского массива цирконы сиенитов резко отличаются от цирконов гранитов. В сиенитах и их пегматитах циркон представлен призматическими и дипирамидальными кристаллами. Призматический (с одной или двумя дипирамидами) циркон встречается повсеместно в небольших количествах и образует мелкие (0,05—0,2 мм) кристаллы бледно-фиолетового и фиолетового цвета, прозрачные. Дипирамидальный циркон образует крупные до 5—6 мм, реже до 1 см непрозрачные кристаллы фиолетового, светло-фиолетового, зеленоватого, розового, зеленовато-сероватого цвета.

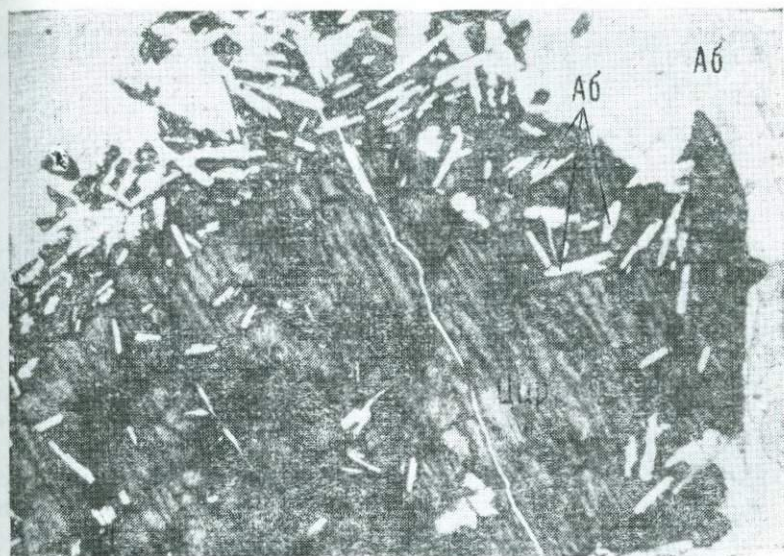


Рис. 17. Эгирин-нефелиновый пегматит с крупными метакристаллами циркона (Цир), который пойкилитически включает лейсты альбита (Аб). Николи ||. Увел. 17х.

Переполнен иногда продуктами метамиктного распада. В альбитизированных разностях сиенитов преобладает дипирамидальный и короткопризматический циркон. Циркон ассоциирует с содалитом, карбонатом, альбитом, пойкилитически включает альбит (рис. 17) и корродируется кальцитом (рис. 18).

В гранитах Тутекского массива присутствует циркон, кристаллы которого образованы призмой (110) и дипирамидой (311). Он прозрачный, розовато-фиолетовый; размер кристаллов 0,1—0,3 мм;  $d/l$  от 1:3 до 1:5.

Циркон в пределах Ясманского массива отмечен во всех разновидностях пород. Содержание его в породах основных фаз невелико, от 17 до 680 г/т. В жильных образованиях оно увеличивается

до 20 кг/т. По морфологическим признакам в массиве можно выделить 9 разновидностей циркона (Ифантопуло и др., 1969).

Округлые выделения циркона встречаются только в кварц-полевошпатовых породах в единичных знаках. Размер выделений 0,07—0,18 мм; цвет розовато-фиолетовый, желтовато-розовый, фиолетовый, светло-розовый. Циркон образует включения в кварце и в полевошпате.

Вторая разновидность циркона установлена в небольшом количестве в сиенитах, лейкократовых гранитах и в жильных породах, распределена в породах более или менее равномерно и представ-

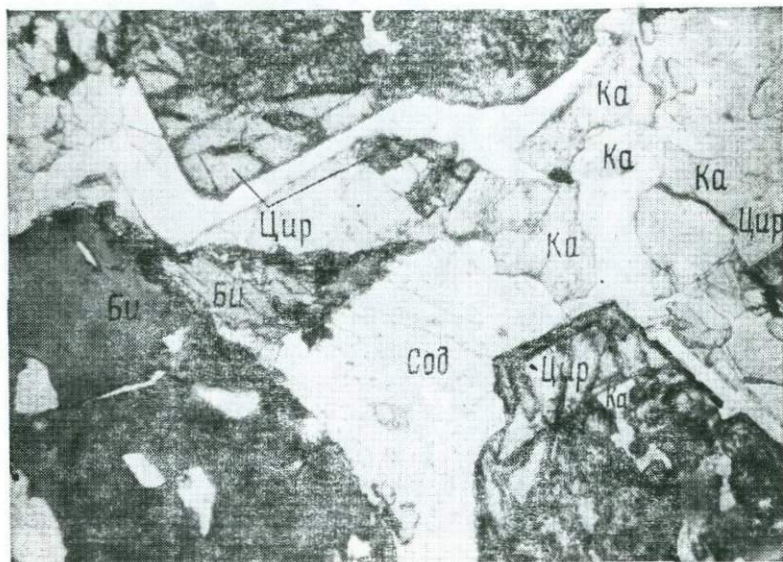


Рис. 18. Биотит-содалитовый сиенит альбитизированный и карбонатизированный с крупными метакристаллами циркона (Цир). Николи ||. Увел. 17х.

Би — биотит; Сод — содалит; Ка — карбонат.

лена кристаллами, образованными дипирамидой  $s(111)$  и призмой  $m(110)$ . В сиенитах часто встречаются кристаллы с округлыми вершинами и ребрами. Размер кристаллов от 0,05 до 0,3 мм; в пегматитах 0,4—0,6 мм;  $d/l$  от 1:2 до 1:4, в кварц-полевошпатовых породах до 1:6. Цвет циркона в основном розоватый, розовато-фиолетовый, фиолетовый, желтоватый, бесцветный; в пегматитах нефелиновых сиенитов — иногда бурый. В пегматитах нефелиновых сиенитов отмечаются зональные кристаллы циркона, образованные тонкими чередующимися светло-бурными и темно-бурными зонами. В щелочных сиенитах также обнаружены зональные цирконы, но характер зональности иной. Ядро представлено кристаллом циркона

с округлыми вершинами, сильно трещиноватым и темноокрашенным; оно обрастает более светлоокрашенным цирконом.

Третья разновидность циркона характерна для всех нефелиновых и щелочных сиенитов, а также для жильных образований лейкократовых гранитов. Представлен циркон короткопризматическими кристаллами, образованными призмой  $m$  (110) и дипирамидой  $s$  (111). Цирконы пегматитов лейкократовых гранитов отличаются от других кристаллов циркона той же разновидности слабым развитием очень тонкого пояса призмы  $m$  (110). Размер кристаллов колеблется от 0,05 до 1 мм, в пегматитах цирконы более крупные — до 1—1,5 см;  $d/l$  от 1:1 до 1:1,5. Цвет циркона бесцветный, розовато-фиолетовый, светло-фиолетовый до почти белого (редко), красновато-фиолетовый, буровато-красный, зеленоватый, серовато-фиолетовый. В породах первой фазы преобладают цирконы фиолетовых оттенков, второй — буровато-красных.

Для цирконов из различных пород определены удельные веса\*. Удельный вес цирконов из нефелиновых сиенитов колеблется в пределах от 4,60 до 4,68; цирконы лейкократовых гранитов и их жильных образований характеризуются более низким удельным весом 4,4—4,6, причем меньшим удельным весом обладают цирконы более поздней генерации. Е. Е. Костылева (1936) связывает уменьшение удельного веса цирконов с их метамиктностью.

Цирконы третьей разновидности зональны. В сиенитах они образуют округлыми или овальными ядрами, темноокрашенными, трещиноватыми и непрозрачными, которые обрастают прозрачным более светлоокрашенным цирконом. В жильных породах лейкократовых гранитов зональность цирконов иная: наблюдается чередование тонких полос различной интенсивности окраски и прозрачности, особенно это относится к буровато-красным и красновато-фиолетовым цирконам, в которых наблюдаются мутные, более интенсивно окрашенные участки, часто с красноватым оттенком, обусловленным частицами, переполняющими кристаллы, и свидетельствует, видимо, о процессах метамиктного распада цирконов. Двупреломление цирконов 0,033—0,035. Циркон распространен в породах неравномерно и в основном тяготеет к местам скопления биотита; реже встречается между зернами микроклина, изредка образует сростки с торитом. Состав редких земель в цирконах характеризуется иттербиевым, тербиевым и диспрозиевым максимумами (Ифантопуло, 1969).

Четвертая разновидность циркона встречается в основном в породах второй фазы и в сиенит-аплитах и представлена дипирамидальными кристаллами:  $s$  (111) размером от 0,05 мм до 0,35 мм, в пегматитах — до 0,75 см, часто кристаллы циркона образуют сростки, а на гранях видны скульптуры роста. Цвет циркона светло-фиолетовый, розовато-фиолетовый, серовато-розовый, почти белый,

\* Определения произведены Г. П. Прохоровой. Кабинет минералогических методов исследования, ИМГРЭ.

иногда зеленый и буровато-красный. Окраска неравномерная, дву- преломление низкое и колеблется в пределах 0,030—0,035. Циркон переполнен пойкилитовыми включениями полевого шпата и мелкими изометричными включениями магнетита.

Пятая и седьмая разновидности циркона имеют ограниченное распространение. Они встречаются в основном в нефелиновых и щелочных сиенитах и представлены комбинацией двух  $s$  (111)  $\rho$  (221) или трех  $s$  (111);  $\lambda$  (311)  $\rho$  (221) пирамид и призмы  $m$  (110), иногда присутствует грань призмы  $a$  (100). Размер кристаллов от 0,05 до 0,5 мм; изредка до 0,75—1 мм. Преобладающее удлинение от 1:1,5 до 1:3. Цвет циркона светло-фиолетовый, фиолетовый, розовато-фиолетовый, красновато-фиолетовый, бесцветный. По характеру включений и зональному строению циркон пятой разновидности аналогичен циркону третьей разновидности.

Циркон девятой разновидности отмечен в небольшом количестве в щелочных и нефелиновых сиенитах, но наиболее характерен для лейкократовых гранитов. Кристаллы образованы дипирамидой  $s$  (111) и двумя призмами  $m$  (110) и  $a$  (100). Характерной особенностью этой разновидности является очень слабое развитие призмы  $a$ . В щелочных сиенитах изредка встречаются кристаллы циркона, вершины и ребра которых округлые. Размер кристаллов от 0,06 до 0,4 мм, в пегматитах до 0,6 мм;  $d/l$  от 1:2 до 1:5. Цвет циркона розовато-фиолетовый, фиолетовый, красновато-фиолетовый, светло-розовый, бесцветный. Для цирконов этой разновидности в основном не характерны включения, и только в щелочных сиенитах встречаются кристаллы циркона, переполненные включениями темно-зеленого амфибола и пузырьками газовой-жидких включений.

Цирконы сиенитов отличаются от цирконов гранитов меньшими содержаниями бериллия, марганца, свинца, магния, иттрия и большими — кальция. Олово и висмут в них отсутствуют. В цирконе щелочного сиенита отмечается титан.

Диэлектрическая проницаемость, измеренная\* в 12 образцах методом Больцмана — Белитцера в смеси четыреххлористого углерода и метилового спирта при  $t$  23°C при исходном напряжении на концах электродов 500 В, больше в темноокрашенных непрозрачных цирконах  $\epsilon=5,22-5,75$  и меньше в прозрачных светлоокрашенных  $\epsilon=4,39-5,02$ . Отмечается некоторая прямая зависимость диэлектрической проницаемости от содержания в цирконах иттрия.

Анализ приведенных выше данных показывает, что форма кристаллов минералов, их физические и оптические свойства, а также элементы-примеси являются типоморфными признаками. Так, для нефелиновых и щелочных сиенитов наиболее типичны короткопризматические кристаллы циркона с двумя или тремя дипирамидами; для лейкократовых гранитов — призматические кристаллы с одной или двумя призмами и дипирамидой (111); для габбро — призматич-

\* Определения диэлектрической проницаемости проводились в лаборатории ВИМС.

ческие с одной призмой и дипирамидой (111). С процессами щелочного метасоматоза связано образование короткопризматических и дипирамидальных кристаллов (как в сиенитах, так и в гранитах).

Свойства одинаковых по форме кристаллов циркона сиенитов и лейкократовых гранитов (разновидности 3 и 4) резко отличаются; свойства цирконов нефелиновых и щелочных сиенитов близки. Они характеризуются значительным содержанием циркония и небольшим — гафния, редких земель (от 0,02 до 0,1%), ниобия, тантала, бериллия, тория, иттрия; удельные веса их 4,6—4,68. Более высокие содержания гафния, тория, бериллия, редких земель (до 5,30%), иттрия свойственны цирконам лейкократовых гранитов и их жильным образованиям. Удельный вес цирконов ниже: 4,4—4,6. В этих же цирконах отмечаются олово и свинец, отсутствующие в цирконах сиенитов. Циркониево-гафниевое отношение закономерно изменяется от 169 и 100 соответственно в нефелиновых и щелочных сиенитах до 56—57 в гранитных пегматитах и кварц-полевошпатовых породах. Наиболее высокое значение  $ZrO_2/HfO_2$  отмечается в эгирин-нефелиновом пегматите — 181. Изменение  $ZrO_2/HfO_2$  находится в прямой зависимости от щелочности пород.

Несмотря на большое разнообразие окраски цирконов, в нефелиновых и щелочных сиенитах преобладают фиолетовые и розовато-фиолетовые цирконы, в гранитах — розовые и желтые; в метасоматитах — красновато-фиолетовые и красно-бурые.

В целом щелочные породы Центрального Туркестано-Алая богаты минеральными видами, но распределены они в массивах крайне неравномерно. Щелочные породы Северной провинции, по сравнению со щелочными породами Южной провинции, характеризуются меньшим разнообразием минеральных видов и отсутствием таких акцессорных минералов, как арсенопирит, галенит, молибденит, бадделейт, ильменит, фергусонит, ортит, астрофиллит, торинанит, а также торит и турмалин; наличием в породах рутила, отсутствующего в породах Южной провинции, и высоким содержанием апатита и особенно граната. По видовому составу акцессорных минералов нефелиновые и щелочные сиениты Южной провинции ближе к гранитам Южной провинции, чем к нефелиновым и щелочным сиенитам Северной провинции.

Содержания акцессорных минералов неизменных пород ранних фаз невысоки; количество их увеличивается в породах поздних фаз и особенно в жильных образованиях. Наиболее богаты акцессорными минералами метасоматически измененные породы.

Акцессорные минералы образовались в два этапа — магматический и пневмато-гидротермальный. Магматический этап проходил в две стадии: ранне- и позднемагматическую, а стадиями пневмато-гидротермального этапа являются альбитизация, содалитизация, флюоритизация, карбонатизация и гидротермальная.

В раннемагматическую стадию образовались минералы (циркон, апатит, магнетит), которые кристаллизовались раньше или одновременно с ранними породообразующими минералами (нефелином,

полевым шпатом). Эти минералы лишены твердых включений и сами отмечаются в виде включений в перечисленных выше породообразующих минералах. К позднемагматической стадии отнесены минералы (сфен, ильменит, гранат, ортит, монацит и др.), которые кристаллизовались одновременно с позднемагматическими породообразующими минералами, т. е. с пироксеном, биотитом, роговой обманкой, щелочным амфиболом. Эти акцессорные минералы тесно ассоциируют с темноцветными и часто содержат мелкие правильные включения листочков биотита и иголок амфибола.

В целом магматический этап характеризуется относительной бедностью минеральными видами; более или менее равномерным распределением их в породах (частота встречаемости их 0,75—1) и наличием у минералов типоморфных признаков, присущих данной разновидности пород в пределах каждого массива.

Щелочные породы Северной и Южной провинции различаются ассоциациями магматических акцессорных минералов: Северная провинция — апатит-магнетит-гранатовая ассоциация, Южная — апатит-циркон-магнетитовая (табл. 8). В название ассоциаций включены два-три количественно преобладающих минерала, частота встречаемости которых равна 1 (т. е. минерал встречен во всех пробах данной разновидности пород).

Фазовые и фациальные разновидности пород в пределах каждой провинции в целом и в каждом массиве в частности характеризуются близкими ассоциациями акцессорных минералов, причем наиболее существенные отличия в минеральных ассоциациях эндоконтактных фаций щелочных пород I-ой интрузивной фазы от главной фации заключается в уменьшении содержания магнетита до его полного исчезновения и появлении большого количества ильменита и сфена в фациях I типа или сфена и меланита в фациях II типа, т. е. появлении титановых минералов (см. табл. 5, 8), что обусловлено значительным обогащением щелочного расплава титаном, кальцием и железом за счет ассимиляции щелочной магмой вмещающих пород. Обращает внимание исключительное сходство минеральных ассоциаций кварцевых сиенитов и щелочных гранитов II и III интрузивных фаз с эндоконтактными фациями I типа I интрузивной фазы. Это (наряду с петрохимическими особенностями пород) свидетельствует о том, что образование эндоконтактных фаций I типа и пород II и III интрузивных фаз обусловлено ассимиляцией щелочной магмой, соответствующей по составу биотитовым нефелиновым сиенитам, вмещающих алюмосиликатных пород: первых на месте становления интрузии, вторых — в промежуточных очагах на пути подъема магмы.

В жильных образованиях каждой интрузивной фазы обнаружены те же ассоциации и морфологические типы акцессорных минералов, что и в породах, с которыми они генетически связаны. Отличительными особенностями ассоциации жильных пород являются, более высокая, как правило, концентрация акцессорных минералов и появление новых минеральных видов, не встреченных в материн-

Таблица 8

## Минеральные ассоциации магматических аксессуарных минералов щелочных пород

Массив	Южная провинция					Северная провинция		
	Фаза I			Фаза II	Фаза III	Фаза I		Фаза II
	Главная фация	Эндоконтактовые фации				Главные фации		
		I типа*	II типа**	Кварцевые сиениты	Щелочные и субщелочные граниты	Габброиды	Нефелиновые сиениты	Щелочные сиениты
Нефелиновые биотитовые сиениты	Амфиболовые щелочные и нефелинодер- жащие сиениты	Пироксеновые щелочные и не- фелинодер- жащие сиениты						
Кштутский	—	—	—	—	—	Гранат Апатит Магнетит	Гранат Магнетит Апатит Циркон	Гранат Апатит Сфен Магнетит
Джилисуй- ский	Магнетит Циркон Апатит	—	—	—	—	—	—	—
Ходжаач- канский	Магнетит Циркон Апатит	—	Сфен Апатит Меланит Циркон	Сфен Апатит Циркон Ильменит	Ильменит Апатит Магнетит Циркон	—	—	—
Матчинский	Апатит Сфен Магнетит Циркон	Ильменит Апатит Магнетит Циркон Сфен	Сфен Апатит Циркон Меланит	—	Ильменит Апатит Сфен Циркон Магнетит	—	—	—
Тутекский	Магнетит Циркон Апатит	Ильменит Апатит Циркон Магнетит	Сфен Апатит Меланит Циркон	—	—	—	—	—
Ясманский	Магнетит Циркон Апатит	Сфен Апатит Ильменит Циркон	—	—	Циркон Ильменит Апатит	—	—	—

\* Алумосиликатный состав вмещающих пород.

\*\* Карбонатный состав вмещающих пород.

В столбцах даны минералы в порядке убывания их количества сверху вниз.

ской породе или присутствующих в ней в незначительных количествах. Так, в сиенит-аплитах Ясманского массива появляется фергюсонит, отсутствующий в нефелиновых и щелочных сиенитах; в кварц-полевошпатовых жилах — чевкиннит.

Пневмато-гидротермальный этап характеризуется большим разнообразием минеральных видов и резкими колебаниями их содержаний, обусловленными неравномерным проявлением постмагматических процессов; наличием скелетных и зональных кристаллов; простотой кристаллографических форм, отсутствием приуроченности к определенным породам, более крупными размерами кристаллов, обилием твердых включений, высокими содержаниями элементов-примесей.

С альбитизацией связано образование пирохлора (в нефелиновых и щелочных сиенитах, гранитах, сланцах), колумбита, касситерита, монацита (в гранитах и гранитных пегматитах), чевкинита (в кварц-полевошпатовых породах), апатита, астрофиллита (главным образом в сланцах), флюорита, торита, циркона (везде); с содалитизацией — флюорита, торита, торинита (в сиенитах); с флюоритизацией — флюорита, торита в гранитах, сланцах; с карбонатизацией — апатита, ортита, сфена, граната, флюорита, пирохлора.

К гидротермальному этапу минералообразования отнесены минералы, образование которых связано с циркулирующей гидротермальных растворов. Какой-либо закономерности или приуроченности отдельных минералов к определенным породам не отмечается. Гидротермальные процессы наиболее широко проявлены в породах Кштутского массива, несколько слабее — в породах Ясманского массива.

Видовой состав аксессуарных минералов, их содержание в пробах, форма кристаллов циркона, апатита, торита, сфена и других минералов, комплекс элементов-примесей свидетельствуют о близости нефелиновых и щелочных сиенитов в пределах каждого массива.

## **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОГО ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ**

### **ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ**

Массивы щелочных пород Центрального Туркестано-Алая характеризуются пестрым петрографическим составом. Они сложены габбро и монзонитами, нефелиновыми, щелочными и кварцевыми сиенитами, лейкократовыми и щелочными гранитами, причем доля той или иной разновидности пород в пределах отдельных массивов весьма различна.

Силикатные анализы проводились в химических лабораториях ИМГРЭ и ЦЛПГ (табл. 9—13).

Таблица 9

Химический состав габброидов Кшгутского массива, вес. %

Окислы	Номер пробы							
	106	I	II	III	88	IV	104	89
SiO <sub>2</sub>	40,26	39,10	43,42	47,02	51,09	51,83	51,08	40,66
TiO <sub>2</sub>	0,96	1,30	0,85	0,98	0,64	0,36	1,15	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,00	17,60	17,10	17,09	18,86	20,06	16,92	16,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,18	12,07	6,26	3,62	5,08	3,52	3,56	3,64
FeO	6,24	3,40	5,10	5,75	2,79	2,11	4,94	1,90
MnO	0,30	Не опр.	0,17	0,19	0,25	0,06	0,16	0,14
MgO	5,15	5,25	4,78	5,20	1,49	1,35	4,59	12,80
CaO	17,10	16,10	15,95	11,23	8,00	7,00	9,07	18,50
Na <sub>2</sub> O	1,44	1,50	2,11	3,14	0,72	4,41	3,27	0,42
K <sub>2</sub> O	2,22	0,49	2,02	3,22	7,77	7,72	3,32	2,62
H <sub>2</sub> O-	0,24	—	—	—	0,23	—	0,36	0,22
H <sub>2</sub> O+	1,46	0,88	0,14	0,68	1,17	0,14	0,40	1,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,75	0,55	0,49	0,32	—	0,16	0,40	0,06
F	0,14	—	—	—	0,62	—	0,17	0,11
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	1,03	—	—	—
BaO	—	—	—	—	0,94	—	—	—
П. п. п.	0,45	1,53	2,05	2,16	—	1,49	0,44	0,55
Σ <sub>1</sub>	99,89	—	—	—	160,68	—	99,83	99,76
— O = F <sub>2</sub>	0,06	—	—	—	0,26	—	0,07	0,05
Сумма	99,83	99,77	100,44	100,60	100,42	100,21	99,76	99,71
<i>S</i>	49,6	49,7	52,4	56,0	64,3	61,7	60,4	47,0
<i>a</i>	6,7	4,3	7,8	11,8	14,2	21,8	12,3	4,7
<i>c</i>	5,4	10,8	8,0	5,9	7,1	3,1	5,4	8,5
<i>b</i>	38,3	35,2	31,8	26,3	14,4	13,4	21,9	39,8
<i>c</i> <sup>1</sup>	43,6	30,3	39,4	31,0	25,0	43,1	26,8	35,7
<i>a</i> <sup>1</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>m</i> <sup>1</sup>	24,3	27,5	26,7	34,5	19,3	18,1	36,4	54,9
<i>f</i> <sup>1</sup>	32,1	42,2	33,9	34,5	55,7	38,8	36,7	9,4
<i>n</i>	50,0	82,8	61,8	59,5	12,6	46,4	60,2	17,6
<i>t</i>	1,8	2,4	1,5	1,6	0,9	0,5	1,6	0,7
<i>φ</i>	14,8	32,2	17,5	12,3	33,3	23,4	14,1	4,5
<i>Q</i>	—19,7	—9,2	—18,8	—17,5	—6,9	—23,3	—9,2	—23,9
<i>a:c</i>	1,04	0,39	0,98	2,00	2,00	7,00	2,25	0,55
<i>K<sub>a</sub></i>	0,28	0,16	0,33	0,51	0,50	0,78	0,53	—
$\frac{a+c}{16} + \frac{b-c}{64}$	0,92	0,66	0,86	1,06	1,00	1,52	—	—

Пробы: 106 — амфибол-пироксеновое габбро; I — гранатовое габбро (Перчук, 1964); II — габбро (Перчук, 1964); III — монзонит (Шинкарев, 1966); 88 — анальцимовый монзонит; VI — анальцимовый монзонит (Перчук, 1964); 104 — микроклинизированное габбро; 89 — пироксен-гранатовый скарн.

Таблица 10

## Химический состав нефелиновых сиенитов, вес. %

Окислы	Кштутский массив			Джилисуйский массив				Холжаачканский массив		
	94	85	99	42	38	49	41	50	44	50/1
SiO <sub>2</sub>	49,75	52,60	47,75	52,99	55,52	55,88	53,00	49,62	52,68	60,51
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,36	0,17	0,35	Сл.	0,10	0,29	1,30	0,76	0,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,76	20,60	23,84	23,19	23,87	20,82	21,79	16,59	21,15	18,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,17	1,90	3,60	2,33	0,67	3,30	3,67	4,73	0,72	3,21
FeO	0,80	2,04	0,77	1,86	1,35	0,90	1,46	3,61	3,31	3,21
MnO	0,09	0,16	0,12	0,69	0,12	0,07	0,20	0,07	0,07	0,06
MgO	0,79	0,54	0,43	0,69	0,89	0,10	—	0,46	1,08	0,11
CaO	4,01	4,80	7,25	2,12	1,63	1,00	1,75	0,73	4,60	0,87
Na <sub>2</sub> O	6,13	5,53	6,67	6,72	7,86	8,30	8,45	4,94	6,18	10,02
K <sub>2</sub> O	8,25	7,40	7,99	5,41	5,17	2,80	7,25	7,81	7,17	2,10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,36	0,28	0,15	—	—	0,12	0,10	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,19	1,64	0,80	1,64	1,43	2,72	0,82	0,38	0,63	0,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,08	0,09	—	—	0,09	0,03	—	—	Сл.
F	0,50	0,12	0,07	0,31	0,25	—	0,60	—	—	0,07
CO <sub>2</sub>	1,54	—	0,39	0,82	1,29	—	1,02	—	1,75	—
BaO	0,91	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П п. п.	—	1,70	—	0,40	—	0,60	—	—	—	—
Σ	100,33	99,75	99,89	99,72	99,95	—	100,43	—	—	99,70
O=F <sub>2</sub>	0,21	0,05	0,03	0,13	0,10	—	0,25	—	—	0,03
Сумма	100,12	99,70	89,86	99,59	99,85	99,80	100,18	100,24	100,10	99,67
S	61,7	64,3	57,7	65,1	65,5	68,7	62,9	68,7	63,3	68,9
a	27,7	24,5	27,9	24,4	25,7	22,9	30,1	22,2	25,0	24,1
c	2,8	2,5	3,0	3,8	2,0	1,2	0,1	0,0	2,4	0,7
b	7,8	8,7	11,4	6,7	6,8	7,2	6,9	9,1	9,3	6,3
c <sup>1</sup>	31,4	43,7	55,4	—	—	—	2,9	9,8	37,4	17,0
a <sup>1</sup>	—	—	—	22,0	50,0	43,1	—	—	—	—
m <sup>1</sup>	19,1	10,9	7,0	18,7	22,9	3,0	0,0	8,3	20,6	3,2
f <sup>1</sup>	49,5	45,4	37,6	59,3	27,1	53,9	71,1	81,9	42,2	79,8
n	52,7	53,0	55,7	65,7	70,2	51,2	64,2	48,8	56,6	90,4
t <sup>1</sup>	0,1	0,6	0,2	0,4	0,0	0,1	0,4	1,6	1,0	1,2
φ	38,1	20,2	29,3	30,8	8,3	41,1	47,4	43,6	6,1	42,6
Q	-34,8	-22,9	-43,4	-12,3	-22,4	-9,6	-34,5	-7,0	-25,7	-11,1
a:c	9,78	9,80	9,30	6,38	12,5	19,08	301,0	—	10,58	—
K <sub>a</sub>	0,83	0,82	0,82	0,72	0,77	0,80	0,99	1,0	0,84	0,97
$\frac{a+c}{16} + \frac{b-c}{64}$	1,81	1,63	1,87	1,56	1,69	1,52	2,04	1,53	1,67	1,66

Пробы: 94 и 85 — амфиболовый; 99 — биотитовый; 42 — пироксеновый; 38 — биотитовый; 44 — пироксеновый; 50/1 — биотитовый альбитизированный; 18 — биотитовый массивный; пегматит; 123 — пироксен-биотитовый; 127 — биотит-содалитовый альбитизированный; 124 — массивный; 84 — амфиболовый; 62 — пегматит; 59 — содалитовый.

Матчинский массив				Тутекский массив				Ясманский массив				
18	24	25	22	123	127	124	119	63	79	84	62	59
54,20	56,78	52,56	50,12	55,84	52,6	55,00	60,22	50,25	53,90	56,47	55,76	52,53
0,41	0,15	0,93	0,20	0,44	0,14	0,03	0,15	0,41	0,34	0,33	0,33	0,39
20,11	22,70	14,81	22,96	20,81	19,93	21,13	20,96	23,02	20,07	21,77	20,89	21,70
1,93	3,32	7,87	1,30	0,77	2,16	0,18	0,3	0,93	3,04	2,21	1,14	1,19
3,65	0,75	3,93	1,4	3,36	3,20	1,91	2,43	3,84	3,07	3,21	2,27	3,32
0,07	0,07	0,15	0,04	0,09	0,12	0,12	0,08	0,10	0,12	0,11	0,07	0,08
0,8	0,53	0,57	0,39	0,26	0,34	0,47	0,50	—	0,30	0,42	1,95	1,50
2,70	0,67	4,92	3,49	2,81	3,21	2,50	2,00	3,75	3,01	3,51	2,27	2,87
7,35	7,78	7,42	10,87	6,41	7,6	10,62	5,90	7,84	5,57	4,68	5,72	6,79
5,28	5,28	5,77	3,05	7,51	6,38	5,28	7,00	6,40	7,02	5,61	7,74	6,80
—	—	—	—	0,18	0,13	0,28	0,18	0,15	0,22	—	—	—
0,67	1,87	0,66	1,59	0,36	0,99	0,66	0,68	1,32	1,82	1,22	1,20	1,51
0,12	0,08	—	0,13	0,13	0,92	0,16	0,07	0,13	0,15	0,13	—	—
0,10	0,04	—	0,12	0,05	—	—	0,05	0,05	0,03	0,03	—	0,24
2,13	—	—	3,70	—	2,02	—	—	2,01	1,69	1,38	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,42	0,39	—	0,75	—	—	1,11	—	—	0,71	—	—
99,75	100,44	—	99,76	99,77	—	—	99,53	100,52	100,20	100,35	100,25	99,67
0,04	0,01	—	0,05	0,02	—	—	0,02	0,02	0,02	0,01	—	0,15
99,71	100,43	99,98	99,65	99,75	99,76	—	99,52	100,50	100,18	100,34	100,25	99,94
64,9	65,5	61,9	61,6	66,1	62,8	64,2	75,4	61,8	65,6	66,9	65,6	63,2
24,9	25,1	20,3	30,4	25,8	27,4	29,1	17,9	28,5	23,9	19,1	24,5	2,2
1,6	0,8	5,0	1,4	1,5	0,3	2,1	2,7	2,3	2,4	4,4	2,2	2,2
8,6	8,6	12,8	6,6	6,6	9,5	4,6	4,0	7,4	8,1	9,6	7,7	8,4
20,8	—	47,3	17,8	31,2	39,8	68,1	—	34,65	18,9	—	8,2	16,9
—	46,8	—	—	—	—	—	3,8	—	—	38,5	—	—
16,7	10,5	7,6	11,1	6,4	5,3	16,7	22,6	0,0	6,3	7,4	43,6	31,4
62,5	42,7	45,1	41,1	62,4	54,9	<sup>n=15,2</sup> 72,9	73,6	65,4	74,8	54,1	48,2	51,7
67,8	69,2	82,1	84,5	56,3	64,4	72,9	79,8	64,9	54,9	56,3	53,4	50,4
0,6	0,2	1,4	0,4	0,6	0,1	0,0	0,1	0,6	0,4	0,4	0,4	0,6
20,0	33,9	53,3	17,8	10,8	21,0	3,03	7,5	11,9	34,2	34,1	1,3	11,9
-21,0	-20,0	-21,8	-39,0	-21,0	-29,4	-31,9	-12,3	-35,8	-18,9	-8,9	-20,0	-28,2
15,92	31,38	—	21,71	17,4	94,34	—	6,63	12,11	9,95	4,36	11,23	11,74
0,88	0,82	1,24	0,92	0,90	0,98	1,10	0,82	0,56	0,83	0,63	0,85	0,85
1,67	1,68	1,86	1,98	1,69	1,85	2,05	1,14	1,86	1,58	1,27	1,61	1,68

49 — дайка нефелиновых снейтов; 41 — канкринит-содалит-пироксеновый; 50 — биотитовый; 24 — биотитовый трахитоидный; 25 — пироксеновый трахитоидный; 22 — эгирин-нефелиновый биотит-канкринит-содалитовый; 119 — пироксен-биотит-канкринитовый; 63 и 79 — биотито-



BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	0,95	—	0,31	—	—	1,24	0,77	1,28	—	—	3,45	—	—
$\Sigma_1$		99,93								99,95				99,69
— O = F <sub>2</sub>		0,03								0,03				0,02
$\Sigma_2$	99,65	99,90	99,86	100,10	99,95	99,54	100,06	99,78	100,04	99,92	100,03	100,78	96,57	99,67
<i>s</i>	72,2	69,3	69,3	71,7	73,1	71,2	65,6	67,2	68,8	73,4	73,6	65,4	67,0	64,4
<i>a</i>	23,9	21,4	23,8	18,7	18,4	20,8	16,8	18,4	18,3	22,6	23,0	21,2	22,2	13,5
<i>c</i>	1,5	4,8	1,5	2,8	2,0	0,5	1,0	0,2	3,1	0,7	0,8	2,4	3,4	4,6
<i>b</i>	2,5	4,5	5,4	6,8	6,5	7,5	16,6	14,2	9,8	3,2	2,6	11,0	7,4	17,5
<i>c</i> <sup>1</sup>	23,5	—	7,7	11,2	22,7	19,7	34,4	31,7	47,3	52,1	2,6	25,8	7,8	73,7
<i>a</i> <sup>1</sup>	—	42,62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>m</i> <sup>1</sup>	23,5	11,5	21,8	25,5	21,6	19,6	15,0	4,3	9,5	8,3	28,9	16,1	15,5	7,4
<i>f</i> <sup>1</sup>	52,9	45,9	70,5	63,3	55,7	60,7	50,6	64,0	43,2	39,6	68,4	58,1	76,7	18,96
<i>n</i>	39,2	39,7	72,4	70,4	52,9	53,2	64,0	62,5	63,0	56,0	61,7	53,4	58,8	43,18
<i>t</i>	—	0,3	0,5	0	0,5	0,4	1,1	0,6	0,1	0,6	0,09	0,9	0,6	0,36
$\varphi$	11,8	26,0	38,5	55,1	0,8	28,6	21,0	24,6	37,8	33,3	52,6	20,6	33,0	12,28
<i>Q</i>	—5,0	—9,0	—10,4	4,2	7,4	0,3	—3,4	—2,6	—2,1	0,9	0,5	—14,0	—13,8	—2,8
<i>a</i> : <i>c</i>	16,29	4,42	16,18	6,68	9,20	41,66	16,8	92,0	5,90	33,29	28,4	8,83	6,53	2,93
<i>K<sub>a</sub></i>	0,89	0,65	0,89	0,76	0,82	0,96	0,89	0,97	1,16	1,03	0,93	0,82	0,80	0,37
$\frac{a+c}{16} + \frac{b-c}{64}$	1,50	1,34	1,54	1,23	1,22	1,41	1,29	1,37	1,54	1,52	1,47	1,45	1,45	1,04

Пробы: 86 — биотит-анальцимовый; 103 — мусковитизированный; 56 — сиенит-аплит; XIII — пироксеновый (Перчук, 1964); 14 — биотитовый; 15 — амфиболовый; XIV — пироксеновый (Перчук, 1964); XV — пироксеновый трахитоидный (Никитин, 1936); XVI — пироксен-амфиболовый (Никитин, 1936); 122 — сиенит-аплит; 65 — сиенит-аплит; XIX — биотит-амфиболовый; XX — амфиболовый; 69 — доизитовый сиенит.

Таблица 12

Химический состав кварцевых сиенитов, вес. %

Окислы	Ходжаачканский массив				Матчинский массив				Кульпский массив	
	36	XXII	XXIII	XXIV	23	XXV	XVI	XXVII	XXVIII	XXIX
SiO <sub>2</sub>	61,52	62,27	67,17	61,49	64,97	64,94	63,64	70,28	69,75	69,27
TiO <sub>2</sub>	0,74	0,70	0,34	0,38	0,20	0,49	0,47	0,27	0,38	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,36	15,84	14,74	15,10	18,78	16,91	16,83	14,26	14,7	15,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,14	0,87	2,30	1,35	1,34	0,43	1,21	0,32	0,05
FeO	4,80	5,85	2,94	2,87	0,80	3,21	3,04	1,64	2,88	3,09
MnO	0,07	0,19	0,11	0,22	Сл	0,08	0,05	0,03	0,07	0,04
MgO	2,10	0,70	1,07	1,14	0,33	0,19	0,75	0,3	1,01	1,01
CaO	5,76	6,12	3,29	5,42	0,47	4,05	0,3	0,9	2,45	1,97
Na <sub>2</sub> O	2,10	3,55	4,2	5,37	4,73	3,01	3,31	3,97	3,81	3,44
K <sub>2</sub> O	3,09	3,80	4,55	5,53	8,31	4,60	4,86	6,57	3,52	4,62
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Н. о	—	—	—	Н. о.	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,00	0,15	0,10	—	0,15	—	—	0,12	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	—	0,11	0,09	—	0,12	0,11	0,38	0,14	0,09
F	—	0,74	—	0,18	—	—	—	—	0,29	0,29
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,60	0,72	—	0,21	—	1,12	—	—	0,57	0,73
Сумма	99,71	100,13	99,56	100,30	100,09	100,06	100,0	98,13	99,97	100,25
<i>s</i>	73,1	72,0	75,0	68,0	73,4	76,5	75,4	78,1	78,6	77,6
<i>a</i>	9,4	13,4	15,8	19,1	22,2	13,7	13,6	17,8	13,2	13,9
<i>c</i>	7,4	4,1	1,7	0,3	0,5	4,9	0,4	0,4	3,0	2,3
<i>b</i>	9,3	10,5	7,5	12,5	3,9	4,9	10,6	3,7	5,2	6,2
<i>c</i> <sup>1</sup>	—	32,7	29,2	48,2	—	4,3	—	20,0	—	—
<i>a</i> <sup>1</sup>	3,1	—	—	—	41,4	—	56,8	—	7,8	26,1
<i>m</i> <sup>1</sup>	40,0	11,1	23,9	14,6	12,1	7,2	12,2	12,7	33,8	27,2
<i>f</i> <sup>1</sup>	56,9	56,2	46,9	37,2	46,5	88,5	31,0	67,3	58,4	46,7
<i>n</i>	51,5	58,8	58,5	59,7	46,3	49,5	50,5	47,8	62,2	52,9
<i>t</i>	0,9	0,9	0,4	0,5	0,3	0,6	0,5	0,2	0,4	0,3
<i>φ</i>	4,6	1,3	10,6	14,6	27,6	23,2	7,7	25,4	5,2	0
<i>Q</i>	21,6	13,1	16,7	-2,5	1,8	20,7	23,2	9,4	27,8	25,1
<i>a:c</i>	1,27	3,27	9,29	63,7	41,07	2,80	34,00	44,50	4,4	6,04
<i>K<sub>a</sub></i>	0,38	0,62	0,81	0,97	0,89	0,58	0,63	0,96	0,67	0,62
$\frac{a+c}{16} + \frac{b-c}{64}$	0,62	0,94	1,08	1,38	1,57	0,86	1,01	1,16	0,85	0,93

Пробы: 36 — биотитовый; XXII — пироксеновый (Перчук, 1964); XXIII — кварцевый сиенит (Шинкарев, 1966); XXIV — пироксеновый (Перчук, 1964); 23 — лейкократовый амфиболсодержащий; XXV — пироксеновый (Перчук, 1964); XXVI — биотитовый (Перчук, 1964); XXVII — кварцевый сиенит (Шинкарев, 1966); XXVIII — амфибол-пироксеновый (Перчук, 1964); XXIX — амфибол-биотитовый (Перчук, 1964).

## Химический состав лейкократовых гранитов, вес. %

Окислы	М а с с и в					
	Ходжазчаканский		Матчинский		Ясманский	
	82	XXX	12	31	67	XXXI
SiO <sub>2</sub>	72,44	72,92	73,14	71,75	71,90	71,86
TiO <sub>2</sub>	0,43	—	0,24	0,28	0,27	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,31	14,0	13,63	14,69	14,00	14,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,10	0,17	0,45	1,19	1,31
FeO	2,34	1,76	1,91	1,99	1,43	2,06
MnO	0,04	—	0,04	0,03	0,02	0,03
MgO	0,37	0,35	0,31	0,66	0,38	0,07
CaO	0,86	1,33	0,70	1,36	0,37	0,73
Na <sub>2</sub> O	3,18	3,45	3,18	2,93	4,20	4,65
K <sub>2</sub> O	5,80	4,81	5,88	5,75	4,93	5,05
H <sub>2</sub> O—	—	—	—	—	0,17	—
H <sub>2</sub> O+	0,52	0,24	0,08	0,59	0,90	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,01	0,17	—	0,06	0,05
F	0,12	—	0,06	—	0,15	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—
П. н. п.	—	0,97	0,51	—	—	—
Σ <sub>1</sub>	99,55	—	100,02	—	99,77	—
—O=F <sub>2</sub>	0,05	—	0,02	—	0,06	—
Σ <sub>2</sub>	99,50	99,94	100,00	100,48	99,91	100,48
<i>s</i>	86,6	81,0	83,9	79,2	79,4	79,1
<i>a</i>	9,2	14,2	15,2	14,4	15,9	16,9
<i>c</i>	1,1	1,5	0,9	1,6	0,5	0,8
<i>b</i>	3,1	3,3	3,0	4,8	4,2	3,2
<i>c</i> <sup>1</sup>	—	—	—	—	—	2,0
<i>a</i> <sup>1</sup>	4,7	32,0	22,2	30,6	31,7	—
<i>m</i> <sup>1</sup>	20,9	18,0	15,6	22,2	14,3	4,1
<i>f</i> <sup>1</sup>	74,4	50,0	62,2	47,2	54,0	93,9
<i>n</i>	81,3	51,9	45,2	43,1	56,7	58,6
<i>t</i> <sup>1</sup>	0,4	0,0	0,2	0,3	0,3	0,2
ψ	0,0	2,0	4,44	8,3	22,2	32,8
√	53,7	32,1	30,5	28,0	26,5	23,6
<i>a</i> : <i>c</i>	8,36	9,47	11,74	9,07	31,8	21,12
<i>K</i> <sub>a</sub>	0,88	0,78	0,86	0,76	0,88	0,92
$\frac{a+c}{16} + \frac{b-c}{64}$	0,61	0,92	0,98	0,95	1,05	1,10

Пробы: 82 — биотитовый; XXX — биотитовый (Шинкарев, 1966); 12 и 31 — турмалин-биотитовый; 67 — биотитовый, изредка с рибекитом; XXXI — биотитовый.

Общей тенденцией в изменении химизма магматического расплава в ходе его эволюции в обеих провинциях является увеличение кремнекислотности, что нашло отражение в последовательном увеличении содержания  $\text{SiO}_2$  в породах от первой интрузивной фазы к последней — от 39 до 61% в Северной и от 51 до 73% в Южной провинциях.

В Северной провинции все породы (от габбро до щелочных и нефелиновых сиенитов) недосыщены кремнекислотой. Им свойственны высокие содержания Mg, Ca, Fe, миаскитовая природа состава (коэффициент аргитности  $K_a$  равен 0,16—0,78 в габброидах и 0,64—0,89 в сиенитах) и калиевый тип щелочности ( $K/Na=1,2—1,8$ ) при увеличении общей щелочности ( $\frac{a+c}{16} + \frac{b-c}{64}$  по Ф. Р. Апелцину) от пород первой фазы (0,66—1,52) к породам второй фазы (1,29—1,87).

Состав пород Кштутского массива изменяется от недосыщенных кремнекислотой, бедных щелочами ( $a:c < 2$ ), меланократовых (габбро) и лейкократовых (монцититы) к ненасыщенным  $\text{SiO}_2$ , более богатым щелочами, свободной известью и более лейкократовым (нефелиновые сиениты). Щелочные сиениты содержат больше кремнекислоты, более лейкократовые и имеют непостоянный состав.

В Южной провинции породы первой фазы недосыщены кремнекислотой ( $Q = 1,8—39$ ), второй и третьей — насыщены и пересыщены ( $Q = 13—53,7$ ). Породы богаты свободной известью, обладают миаскитовой природой состава ( $K_a = 0,56—1,0$ , изредка до 1,24 — в нефелиновых и щелочных сиенитах и 0,76—0,92 — в гранитах), тип щелочности изменяется от натрового и кали-натрового в сиенитах до калиевого в гранитах. Общая щелочность пород наибольшая в нефелиновых сиенитах (до 2,05) и наименьшая в гранитах (0,61—1,10).

Нефелиновые сиениты Джилисуйского массива отличаются от таковых других массивов высокой глиноземистостью и большой ролью в алюмосиликатах натрия относительно калия; нефелиновые сиениты остальных массивов богаты свободной известью. Щелочные сиениты имеют пестрый состав; даже в пределах одного массива (например, Матчинского и Ясманского) в них резко изменяются фемическая составляющая, известковистость пород, соотношение щелочей. Также большой пестротой состава характеризуются и кварцевые сиениты. Граниты по составу лейкократовые, часто щелочные, богатые глиноземом.

С увеличением кремнекислоты в породах Северной провинции уменьшается содержание суммарного железа. Наиболее резко это проявлено в габбро-монцититах; слабее, но достаточно отчетливо, — в нефелиновых сиенитах.

В породах Южной провинции содержание суммарного железа падает с увеличением  $\text{SiO}_2$  от нефелиновых сиенитов к гранитам. При этом нефелиновые сиениты Южной провинции богаче железом по сравнению с нефелиновыми сиенитами Кштутского массива, что

обусловлено, по-видимому, обеднением расплава железом в результате кристаллизации высокожелезистых габброидов.

Пироксеновые и амфиболовые щелочные и нефелиновые сиениты Южной провинции, являющиеся эндоконтактовыми фациями, характеризуются весьма неравномерным и в целом значительно более высоким содержанием суммарного железа по сравнению с биотитовыми нефелиновыми сиенитами, что связано, по-видимому, с привнесением его из вмещающих пород. Нефелиновые и щелочные сиениты, подвергшиеся процессам альбитизации, содалитизации и канкринитизации, бедны железом, что объясняется его выносом в процессе щелочного метасоматоза.

Поведение щелочей весьма различно в пределах массивов описываемых провинций. Наиболее бедны щелочами габбро, в которых сумма щелочей не превышает 5%, при явном преобладании калия ( $K/Na=1,5$ ). В нефелиновых сиенитах содержание щелочей возрастает до 14%, отношение  $K/Na$  равно 1,2. В щелочных сиенитах роль щелочей уменьшается и при общем уменьшении содержания щелочей, калий значительно преобладает над натрием ( $K/Na=1,8$ ). В жильных породах преобладает натрий ( $K/Na=0,4$ ).

В массивах Южной провинции в результате широкого проявления щелочного метасоматоза первоначальное соотношение щелочей часто бывает затушевано. В целом в щелочных породах Южной провинции большую роль играет натрий. Так, в нефелиновых сиенитах Джилису и Матчи отношение  $K/Na$  соответственно равно 0,7 и 0,8; в тех же породах Ясмана содержание калия и натрия одинаково, и только в нефелиновых сиенитах Тутека калий несколько преобладает над натрием:  $K/Na=1,2$ . Закономерно увеличение роли калия при общем уменьшении содержания щелочей в эндоконтактовых фациях интрузии. В жильных образованиях, как правило, большую роль играет натрий. В альбитизированных разностях сиенитов резко возрастает содержание натрия (до 8—10%). Лейкократовые граниты и их жильные образования характеризуются калиевым типом щелочности ( $K/Na$  от 1,2 до 1,6).

Качественное и количественное изменение щелочей в щелочных породах в результате постмагматических процессов выражается в увеличении содержания щелочей за счет натрия в породах, подвергшихся щелочному метасоматозу (альбитизация, содалитизация), и резком их уменьшении в результате выноса при процессе скаполитизации (Кштутский массив) и цоизитизации (Ясманский массив) сиенитов.

Ниже изложены особенности распределения других петрогенных элементов в различных разновидностях щелочных пород.

Наиболее высокое содержание  $Al_2O_3$  установлено в нефелиновых биотитовых сиенитах Джилисуйского (до 23,87%), Ясманского (до 23,02%) и Кштутского (до 22,75%) массивов. Резко уменьшается содержание его в амфиболовых нефелиновых и щелочных сиенитах, а также в кварцевых сиенитах и лейкократовых гранитах. Содержание глинозема в щелочных породах в ходе процесса пост-

магматического метасоматоза не изменяется, что связано с его инертностью. Исключение составляют только цоизитовые и скаполитовые сиениты, в которых отмечается увеличение содержания  $Al_2O_3$  до 22—24%, что обусловлено его относительной концентрацией в результате выноса щелочей, кремнезема и частично железа в процессе цоизитизации и скаполитизации.

Кальций является наиболее характерным для пород Кштутского массива. Содержание его колеблется от 4% в нефелиновых сиенитах до 9% в габбро. В породах второй фазы повышенные концентрации CaO связаны с содержанием амфибола и граната. Несколько повышенные содержания кальция в нефелиновых биотитовых сиенитах других массивов объясняются процессом их карбонатизации, выразившимся в образовании кальцита. Резкое увеличение кальция отмечается в цоизитовых сиенитах, а также в эндоконтакте щелочных интрузий, что связано с процессами ассимиляции карбонатных вмещающих пород. Содержание кальция в лейкократовых гранитах и их пегматитах резко падает до 1%, т. е. резко уменьшается содержание кальция в более поздних породах.

Большая пестрота петрографических разновидностей пород, разнообразие тектонических структур, в пределах которых расположены массивы щелочных пород, и неясность их формационного положения — все это обусловило необходимость применения объективных методов, способных классифицировать исследуемые объекты по их вещественному составу. Рассмотрим следующую геологическую задачу: можно ли считать, что во всех щелочных массивах разновидностей пород, обладающие одинаковым содержанием  $SiO_2$ , имеют близкий петрохимический состав? Если это утверждение не имеет места, то необходимо выделить среди массивов группы таким образом, чтобы в каждую из них входили массивы пород, близких по петрохимическим особенностям. Геологическая задача в такой формулировке может быть решена с помощью статистических методов после введения вероятностных моделей (статистическая обработка данных проведена автором совместно с В. Н. Бондаренко по разработанной последним методике).

Допустим, что петрохимический состав разновидностей пород первого объекта может быть представлен в виде множества случайных величин  $\Xi = \{\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_i, \dots, \xi_m\}$ , распределение которых определяется значением параметра  $\delta$ . Параметр  $\delta$  может принимать любое значение из множества  $S$ . В принятых обозначениях величина  $\delta$  представляет собой модель содержания  $SiO_2$ , а  $S$  — все множество возможных значений содержания  $SiO_2$  в первом объекте. Случайные величины  $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_i, \dots, \xi_m$  — это модели содержания различных петрогенных элементов в первом объекте (без кремнезема). Их конкретные значения зависят от содержания  $SiO_2$ , что и отражено в приведенной выше модели петрохимического состава объекта. Предположим, что  $\Xi = \{\xi_1^1, \xi_2^1, \dots, \xi_i^1, \dots, \xi_m^1\}$ ,  $\delta^1, S^1$  для второго объекта аналогичны приведенным выше моделям.

Используя результаты работ В. Н. Бондаренко (1968), сформу-

дированной выше геологической задаче можно поставить в соответствие следующую нулевую гипотезу

$$H_0: \mu(\Xi/\delta = d) = \mu(\Xi'/\delta' = d) \dots \quad (1)$$

для всех  $d \in U$ , где:  $U = S \cap S^1$ .

Альтернатива к этой гипотезе

$$H_1: \mu(\Xi/\delta = d) \neq \mu(\Xi'/\delta' = d) \dots \quad (2)$$

хотя бы для одного  $d \in U$ .

Для проверки гипотезы (1) известен ряд статистических методов. Однако в связи с ограниченными объемами наблюдений по исследуемым объектам наиболее эффективным следует считать применение статистического метода сравнения условных средних в предположении о возможности линейной интерполяции (Бондаренко, 1968).

Проверка гипотезы (1) указанным методом осуществлялась на ЭВМ «Наири» по программе, составленной Л. А. Верховской. Наиболее эффективная процедура классификации при наличии ряда объектов и асимптотически  $\chi^2$ -распределении критерия известна — это объединение наиболее близких объектов по минимуму  $\chi^2$  до тех пор, пока все значения критерия не превысят допустимый уровень. В нашем распоряжении имеется информация по петрохимическому составу разновидностей пород в пяти объектах. Этим объектам для простоты были приспаны порядковые номера: № 1 — массив Кштутский; № 2 — объединенный массив Джилису-ходжаачканский; № 3 — Матчинский; № 4 — Тутекский; № 5 — Ясманский. Результаты первого этапа — сопоставление петрохимических особенностей одинаковых разновидностей пород во всех возможных парах — приведены в табл. 14.

Таблица 14

Результаты попарного сравнения всех объектов

	2	3	4	5
1	19,73	15,65	30,34	25,50
2		7,95	5,37	12,58
3			8,05	13,03
4				16,23

Допустимое значение  $\chi^2_{0,05}(9) = 16,9$  (в скобках указано число степеней свободы).

Наименьшее значение критерия соответствует сравнению объектов 2 и 4, и оно существенно меньше допустимого, равного 16,9. Поэтому составы этих массивов следует считать наиболее близкими и в дальнейшем рассматривать единый объект. Результаты сравнения вновь образованного объекта с другими сведены в табл. 15. В этом случае объединению подлежат объекты № 2+4 и 3, так как зна-

чение критерия при их сопоставлении оказалось минимальным и меньшим допустимого.

Таблица 15  
**Результаты попарного сравнения объектов  
 после объединения объектов 2 и 4**

	2+4	3	5
1	29,70	15,65	25,50
2+4		10,45	11,07
3			13,03

Допустимое значение  $\chi^2_{0,05}(9) = 16,9$ .

После сравнения составов объединенного объекта (2+4+3) с объектами 1 и 5 (табл. 16) было установлено, что в этом случае к объединенному объекту следует добавить и объект № 5, который по петрохимическим особенностям пород не отличается существенно от пород объединенного объекта.

Таблица 16  
**Результаты попарного сравнения объектов  
 после объединения объектов 2, 4 и 3**

	2+4+3	5
1	24,26	25,50
2+4+3		11,19

Допустимое значение  $\chi^2_{0,05}(9) = 16,9$ .

Последняя часть процедуры: сравнение состава объекта № 1 с объектом, объединяющим четыре остальные, показало, что составы сравниваемых объектов существенно различаются, так как вычисленное значение критерия равно 24,51, что превышает допустимое значение  $\chi^2_{0,05}(9) = 16,9$ .

Таким образом, в результате статистической процедуры исследуемые массивы по особенностям петрохимического состава подразделяются на две группы: первую, объединяющую четыре массива — Джилису-Ходжаачканский, Тутекский, Матчинский, Ясманский и вторую, представленную одним массивом — Кштутским. Из табл. 17, в которой приведены результаты сравнения условных средних отдельно для каждого окисла, следует, что породы Кштутского массива отличаются от разновидностей пород объединенного объекта, содержащих одинаковое с ними количество  $\text{SiO}_2$ , существенно большим содержанием  $\text{CaO}$  и меньшим  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Обособление массива Кштут от остальных массивов нефелино-

вых сиенитов свидетельствует о возможности отнесения этого массива к калиевой щелочно-базальтоидной формации. Эта возможность была проверена с помощью того же статистического подхода: породы массива Кштут были сопоставлены с породами Памбакского массива, который исследователи классифицируют как массив калиевой щелочно-базальтоидной формации (см. табл. 17).

Таблица 17

Результаты сравнения условных средних ( $W_j$ ) для содержаний окислов в породах массивов Кштут, объединенного объекта и Памбак

Окисел	Значения критерия $W_j$	
	Кштут — объединенный объект	Кштут — Памбак
TiO <sub>2</sub>	0,90	4,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,28	}
FeO	3,13	
MnO	0,88	4,58
MgO	3,74	0,00
CaO	4,43	2,50
Na <sub>2</sub> O	7,18	0,02
K <sub>2</sub> O	0,94	2,87
$\Sigma W_j$	24,51	15,40

Допустимое значение  $\chi^2_{0,05}(1) = 3,84$   
 $\chi^2_{0,05}(9) = 16,9$

Статистическое сравнение петрохимических особенностей пород Кштутского и Памбакского массивов показывает весьма несущественные отличия пород этих объектов. Породы Кштутского массива характеризуются лишь более высоким содержанием MnO и TiO<sub>2</sub>. Следовательно, петрохимические особенности пород Кштутского массива позволяют классифицировать его как массив калиевой щелочно-базальтоидной формации.

#### РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

С целью изучения поведения и закономерностей распределения редких элементов в щелочных породах Туркестано-Алая проведено систематическое представительное опробование изученных массивов. Химическим методом с точностью  $\pm 10 \div 15\%$  определены тантал (0,001—0,0002<sup>0/0</sup> \*), ниобий (0,001%), р. з. э. \*\* (0,004%), цир-

\* В скобках дана чувствительность метода.

\*\* Состав редкоземельных элементов определялся из химически выделенного осадка рентгенохимическим методом.

Таблица 18

Средние содержания редких элементов в щелочных породах Центрального Туркестано-Алая, г/т

Массив	Порода	Ta	Nb	Ta/Nb	TR	$\frac{TR_{Ce}}{TR_Y}$	Y	Zr	U	Th	U/Th	F	K
		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Щелочно-гранитоидной формации *	6	80	1:13	296	—	—	377	7	12	1:1,7	—	—
	Калневой щелочнобазальтоидной формации *	1,4	18	1:13	170	—	—	100	6	26	1:4	—	—
	Кларк сиенитов по Турекьяну и Ведеполу (Turckian, Wedepohl, 1961)	2,1	35	1:17	286	—	20	500	3	13	1:4	1200	48000
Кштутский	Габброиды	1,6	12	1:8	117	49	28	95	1,6	16	1:10	775	25700
	Нефелиновые сиениты	1,5	13	1:8	174	100	19	78	5,2	27	1:5	1862	65000
	Щелочные сиениты	1,5	14	1:9	100	100	27	77	8,9	23	1:3	232	60200
	Жильные	1,6	10	1:6	117	—	17	74	—	—	1:16	145	14200
Джилисуйский	Нефелиновые сиениты	<8	30	—	33	70	—	91	—	—	—	2500	45500
	Жильные	<8	116	1:14	49	—	—	279	—	—	—	—	40300
	Альбитизированные породы	17	226	1:13	50	—	32	151	1,1	19	1:17	6367	34700

Матчинский	Нефелиновые сиениты	< 8	12	—	38	—	18	65	1,4	12	1: 8,5	1000	47200
	Щелочные сиениты	< 8	14	—	30	—	29	74	1,6	14	1: 8,7	—	43300
	Кварцевые сиениты	< 8	7	—	30	—	—	15	—	—	—	—	32900
	Жильные	41	343	1: 8	30	—	17	1332	—	—	—	—	47000
	Альбитизированные сиениты			1: 271	30	—	12	148	—	—	—	400	438000
	Граниты	< 8	18	—	172	—	—	96	6,8	38	1: 6	600	46700
	Карбонатные метасоматиты	< 8		—		—	—	259			1: 3	—	7000
Тутекский	Нефелиновые сиениты	5	24	1: 5	81	100	37	174	< 3	8	—	452	56400
	Жильные	5	18	1: 4	130	90	19	158	—	—	—	600	69100
	Альбитизированные	24	200	1: 8	465	100	24	956	—	—	—	4700	24100
Ясманский**	Нефелиновые сиениты	6	43	1: 7	173	—	26	87	1,6	9,7	1: 6	367	55400
	Щелочные сиениты	7,5	42	1: 6	251	—	—	191	2,0	17,8	1: 9	—	44200
	Жильные	16	46	1: 3	25	—	—	100	—	—	—	—	50300
	Лейкократовые граниты	20	178	1: 9	446	—	—	518	8,2	38,7	1: 4,7	1500	40600
	Жильные	57	497	1: 9		—	—	2721	—	—	—	—	44800

Массив	Порода	Na	K/Na	Li	Rb	K/Rb	Cs	Rb/Cs	Sr	Ga	Be	B	Sc
		15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
1	2												
	Щелочно-гранитоидной формации *	—	—	59	196	—	11	18	490	35	5,8	17	—
	Калиевой щелочно-базальтоидной формации *	—	—	37	350	—	14	25	1450	20	6	22	—
	Кларк сиенитов по Турекьяну и Ведеполю (Turekian, Wedepohl, 1961)	40400	1:0,8	28	110	436	0,6	—	200	30	1	9	3
Кшутский	Габброиды	16800	1:0,6	15	102	252	< 50	—	2170	18	2,2	29	22
	Нефелиновые сиениты	52700	1:0,8	43	238	273	11	22	2190	20	4	28	1,3
	Щелочные сиениты	33800	1:0,6	24	221	272	9	24	1417	17	4	36	1,6
	Жильные	36600	1:2,6	18	260	55	< 50	—	430	25	3	15	1,3
Джилисуйский	Нефелиновые сиениты	61800	1:1,4	182	292	156	12	24	213	24	3	22	< 1
	Жильные	64300	1:1,6	167	367	110	43	8	140	—	3	9	< 1
	Альбитизированные породы	71700	1:2,1	260	340	116	< 50	—	183	20	3	до 310	< 1
	Нефелиновые сиениты	56000	1:1,2	55	231	204	6,6	35	486	21	1	32	< 1

Магчинский	Щелочные сиениты	47300	1:1,1	58	250	173	25	10	207	20	3	74	2
	Кварцевые сиениты	40800	1:1,2	10	400	82	<50	—	40	—	3	31	<1
	Жильные	59000	1:1,2	20	700	67	<50	—	—	—	1	68	<1
	Альбитизированные сиениты	80600	1:1,8	300	400	110	<50	—	200	34	4	9	<1
	Граниты	29000	1:0,6	90	400	117	50	—	147	18	3	>222	4
	Карбонатные метасоматиты	28500	1:4	20	40	175	<50	—	2600	8	10	9	4
Тутекский	Нефелиновые сиениты	48400	1:0,8	24	211	267	4	53	1955	19	5	30	<1,3
	Жильные	48600	1:0,7	10	250	245	60	42	220	—	7	34	3
	Альбитизированные	56800	1:2,3	13	110	219	3	37	110	—	7	<9	~5
Ясманский**	Нефелиновые сиениты	53390	1:0,9	163	244	227	24	10	601	21	6	9	1,5
	Щелочные сиениты	44100	1:1	42	225	197	23	10	112	24	1	12	7
	Жильные	50100	1:1	<5	650	77	<50	—	50	49	24	38	<1
	Лейкократовые граниты	33900	1:0,8	11	450	90	30	15	63	33	20	28	1
	Жильные	29100	1:0,6	120	801	56	59	14	72	33	48	63	3

\* Средние содержания по Е. Д. Осокину и Л. С. Бороздину.

\*\* Для U и Th — данные Л. Л. Леоновой (1964).

коний (0,001%), фтор (0,005%), уран и торий (0,0001%), галлий (0,0001%).

Методом фотометрии пламени с точностью  $\pm 5 \div 15\%$  определены литий (0,0005%), рубидий (0,005%), цезий (0,005—0,0003%), стронций (0,005—0,003%). Количественно-спектральным методом с точностью  $\pm 15\%$  определены бериллий (0,0001%), бор (0,003%), скандий (0,0002%).

Средние содержания редких элементов в щелочных породах Туркестано-Алая приведены в табл. 18 и сравниваются с кларками сиенитов по К Турекьяну и К Ведеполу (Turekian, Wedepohl, 1961 и со средними содержаниями редких элементов в породах щелочно-гранитоидной и калиевой щелочно-базальтоидной формаций (Осокин, 1970; Бородин, 1970).

#### ТАНТАЛ И НИОБИЙ

Щелочные породы Туркестано-Алая в целом бедны танталом и ниобием. Наиболее низкие содержания этих элементов отмечены в породах Кштутского массива. Как в габбро, так и в сиенитах и их жильных образованиях содержания тантала и ниобия не превышают средних содержания для пород щелочно-базальтоидной формации и соответственно равны 1,5—1,6 и 10—14 г/т. Отношение Ta/Nb в габброидах и сиенитах равно от 1:8 до 1:9.

В породах Кштутского массива тантал и ниобий находятся в рассеянном состоянии и присутствуют в виде изоморфной примеси в темноцветных породообразующих минералах: биотите (около 10 г/т  $Ta_2O_5$  и 50 г/т  $Nb_2O_5$ ), амфиболе и пироксене, а также в акцессорных минералах: сфене и гранате. В отдельных пробах встречаются редкие кристаллы пирохлора, незначительные содержания которого не влияют на относительно равномерное распределение ниобия и тантала в пределах массива.

Более высокими содержаниями (в 2—3 раза) характеризуются щелочные породы массивов Южной провинции. В неизменных разностях нефелиновых и щелочных сиенитов содержание тантала колеблется обычно в пределах от 1,3 до 10 г/т, ниобия от 12 до 42 г/т и составляют в среднем в нефелиновых сиенитах 4,9 г/т тантала и 29 г/т ниобия, в щелочных сиенитах 6,2 тантала, 31 г/т ниобия при тантало-ниобиевом отношении соответственно 1:6 и 1:5. Такие же содержания тантала и ниобия установлены в пегматоидных разностях нефелиновых и щелочных сиенитов. Большие содержания тантала (от 3 до 41 г/т) и ниобия (от 30 до 343 г/т) отмечаются в жильных образованиях, связанных с сиенитами, в частности в сиенит-аплитах.

В нефелиновых и щелочных сиенитах всех изученных массивов тантал и ниобий распределяются сравнительно равномерно. Так, дисперсия и стандартное отклонение распределения ниобия в нефелиновых и щелочных сиенитах соответственно равны  $S^2=0,0000005$ ,  $S=0,0007$  и  $S^2=0,000009$ ,  $S=0,003$ . Такой характер распределения

тантала и ниобия в сиенитах объясняется их рассеянным состоянием. Основными концентраторами этих элементов являются темноцветные породообразующие минералы: биотит, амфибол или пироксен. Так, в биотитовом нефелиновом сиените 65—80% ниобия и 75—90% тантала связаны с биотитом, содержащим от 0,01 до 0,05%  $Nb_2O_5$  и около 0,01%  $Ta_2O_5$  (табл. 19, 20). Около 5—10%  $Nb_2O_5$  и 5%  $Ta_2O_5$  связаны с акцессорными минералами: цирконом, магнетитом, сфеном, пирохлором, ильменитом и ильменорутилом. С собственным тантало-ниобиевым минералом — пирохлором связано около 1% тантала и ниобия от общего его содержания в породе.

Таблица 19

Баланс распределения пятиокиси ниобия и тантала в биотитовом нефелиновом сиените  
Содержание в породе  $Nb_2O_5$  0,006%;  $Ta_2O_5$  0,001%

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание пятиокиси, %		Процент пятиокиси, приходящийся на каждый минерал
		в минерале	в породе за счет минерала	
Пятиокись ниобия				
Биотит	9,8	0,049	0,0048	80,0
Циркон	0,04	0,45	0,00018	3,0
Пирохлор	0,0002	41,75	0,00008	1,3
Магнетит	0,0610	0,2	0,00012	2,0
Сфен	0,010	1,18	0,00012	2,0
Ильменит	0,00008	0,048	0,00000007	—
			Σ0,0053	Σ88,3
Пятиокись тантала				
Биотит	9,8	0,009	0,00088	88,0
Циркон	0,04	0,05	0,00002	2,0
Пирохлор	0,0002	7,25	0,00001	1,0
Сфен	0,010	0,05	0,000005	0,5
Ильменит	0,00008	0,013	—	—
			Σ0,000915	Σ 91,5

В амфиболовых и пироксеновых сиенитах основным концентратом ниобия и тантала является амфибол или пироксен. В щелочных сиенитах, в которых в повышенных количествах присутствует сфен, до 10%  $Nb_2O_5$  связано со сфеном. Рассеянием тантала и ниобия в решетке темноцветных породообразующих минералов объясняется более высокое их содержание в меланократовых разностях сиенитов по сравнению с лейкократовыми и в щелочных сиенитах по сравнению с нефелиновыми.

Значительно более высокими содержаниями тантала и ниобия характеризуются альбитизированные разности сиенитов и вмещающих их сланцев, в которых содержание тантала колеблется от нескольких граммов на 1 т до 16—32 г/т, а ниобия от 40—50 г/т до 800 г/т и более, причем максимальные содержания тантала и ниобия отмечаются в наиболее интенсивно альбитизированных разностях

Таблица 20

Распределение  $Nb_2O_5$  и  $Ta_2O_5$  в минералах щелочных пород

Минерал	Номер пробы	Содержание минерала в породе в %	Содержание пятиокиси в %			Процент пятиокиси, приходящийся на каждый минерал
			в минерале	в породе	в породе за счет данного минерала	
Пятиокись ниобия						
Биотит	60	8,3	0,049	0,006	0,0041	68,3
	14	16,7	0,012	0,003	0,002	66,6
	24	15,1	0,004	0,031	0,0006	1,9
Амфибол	24	Ед. зн.	0,002	0,031	—	—
Циркон	3	0,99	0,032	0,059	0,0003	0,5
	1	2,0	0,019	0,10	0,0004	0,4
Пятиокись тантала						
Биотит	60	8,3	0,009	0,0010	0,00075	75
	24	15,1	0,0001	0,001	0,00015	15
Циркон	3	0,99	0,002	0,005	0,00002	0,4
	1	2,0	0,001	—	0,00002	0,16

Пробы: 60 — нефелиновый сиенит (Ясман); 14 — щелочной сиенит (Матча); 24 — альбитизированный сиенит (Матча); 3 — пегматит (Ясман); 1 — кварц-полевошпатовая порода (Ясман).

тях пород. Тантало-ниобиевое отношение колеблется в пределах от 1 : 20 до 1 : 50, что свидетельствует о более интенсивном накоплении ниобия в процессе альбитизации. Подавляющая часть тантала и ниобия в альбитизированных породах связана с пироксолом (в альбититах до 100 %). Доля тантала и ниобия, связанных с биотитом и другими породообразующими темноцветными, в зависимости от степени альбитизации резко сокращается. При этом резко уменьшается содержание тантала и ниобия в темноцветных, что свидетельствует о высвобождении их в процессе альбитизации.

В альбитизированных породах тантал и ниобий в количестве от 0,5 до 10% присутствует также в сфене, ильменорутиле, торите, ферроторите и в количестве 0,03%  $Ta_2O_5$  и 1,25%  $Nb_2O_5$  в астрофиллите (Омельяненко, 1959), с которыми связано до 10—25% тантала и ниобия от общего их содержания в породе. Высокими содержаниями ниобия при почти полном отсутствии тантала (менее 0,001%) характеризуются карбонатные метасоматиты в зоне экзоконтакта интрузии. Главным минералом-концентратом ниобия является пироксолом. Небольшая часть ниобия в виде изоморфной примеси связана с такими акцессорными минералами как циркон, сфен, ильменит и торит.

Содержания и закономерности распределения тантала и ниобия в кварцевых сиенитах и гранитах Матчинского массива такие же, как в щелочных и нефелиновых сиенитах. В гранитах Ясманского массива они на порядок выше (в среднем 20 г/т  $Ta_2O_5$  и 180 г/т  $Nb_2O_5$ ), а в жильных образованиях, связанных с гранитами, дости-

гают соответственно 60 и 500 г/т при тантало-ниобиевом отношении около 1 : 9. Распределение тантала и ниобия в гранитах Ясманского массива неравномерное. Дисперсия ниобия в гранитах составляет 0,0002, в жильных образованиях 0,0034, стандартное отклонение соответственно 0,015 и 0,058, что обусловлено, по-видимому, очень неравномерной альбитизацией гранитоидов. Единственным тантало-ниобиевым минералом в гранитах является колумбит, с которым связаны практически полностью весь тантал и ниобий. В изоморфной примеси тантал (0,001—0,002%  $Ta_2O_5$ ) и ниобий (0,02—0,03%  $Nb_2O_5$ ) отмечаются в цирконе, с которым связано не более 0,5% от общего их содержания в породе.

Выявленные закономерности в распределении тантала и ниобия в щелочных породах Туркестано-Алая отчетливо выражены на графике изменения относительных величин кларков-концентраций редких элементов (рис. 19).

В основном эти закономерности сводятся к следующему.

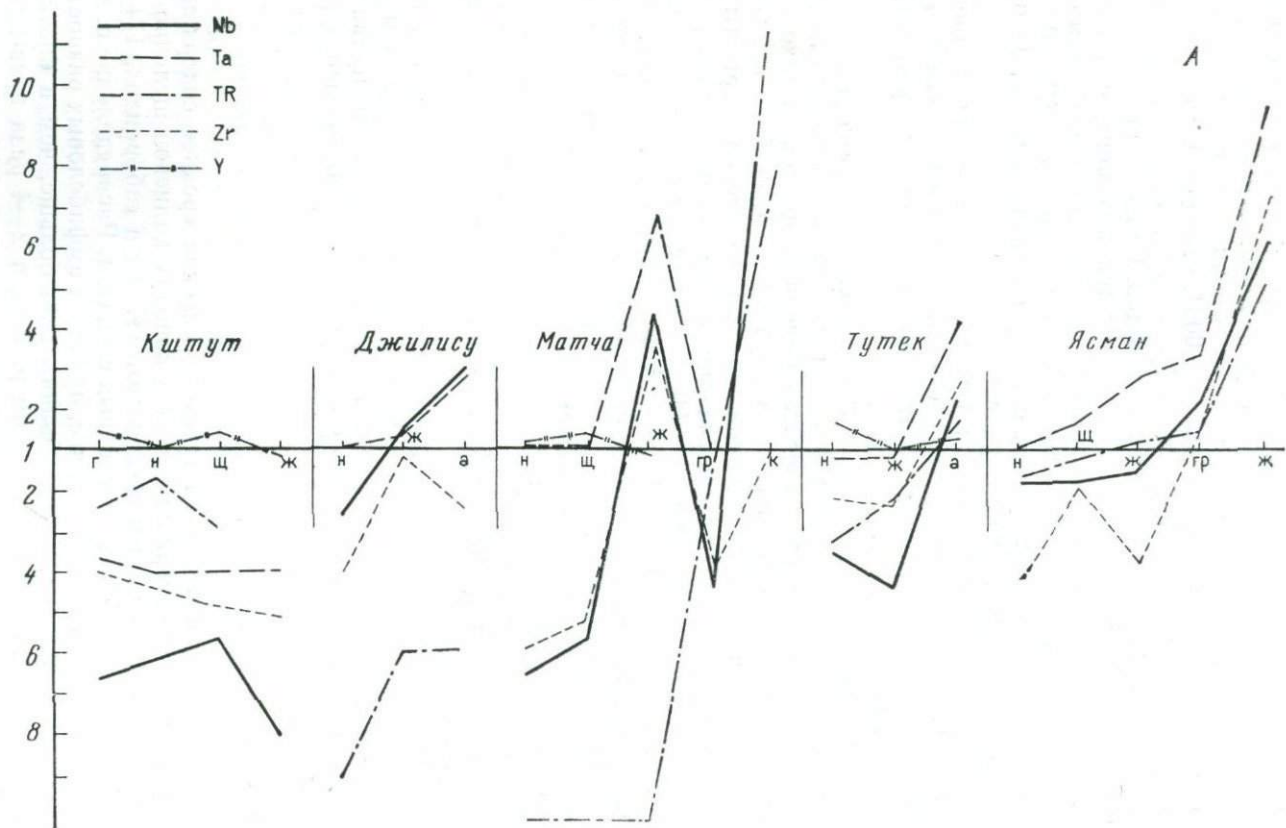
1. Среднее содержание тантала и ниобия в неизменных разностях щелочных пород в массивах Северной провинции находятся на уровне средних содержаний в породах щелочно-базальтоидной формации, а в массивах Южной провинции — щелочно-гранитоидной формации, за исключением ниобия, содержание которого в массивах Южной провинции в 2,5—3,0 раза ниже среднего содержания по Л. С. Бородину и Е. Д. Осокину. В жильных образованиях, генетически связанных со щелочными породами, содержания ниобия и тантала более высокие, что свидетельствует об их накоплении в остаточном расплаве в процессе становления интрузий.

2. Тантал и ниобий находятся в рассеянном состоянии и характеризуются относительно равномерным распределением. Основными их концентраторами являются темноцветные пороодообразующие минералы.

3. Тантало-ниобиевое и ниобиевое оруденение генетически связано с процессами альбитизации и карбонатизации щелочных и вмещающих их осадочных пород. Источником рудного вещества являлись щелочные (натриевые) и карбонатные ювенильные рاسبторы.

#### РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В щелочных породах Кштутского массива среднее содержание р. з. э. близко к содержаниям их в породах калиевой щелочно-базальтоидной формации и составляют 117 г/т в габброидах, 174 г/т в нефелиновых и 100 г/т в щелочных сиенитах. Распределение р. з. э. в породах весьма неравномерное, причем в амфиболовых разностях сиенитов содержание р. з. э. значительно больше, чем в биотитовых. Наибольшими содержаниями р. з. э., в 2—4 раза превышающими содержание их в магматических породах, характеризуются скарны и гидротермальные карбонатные жилы. Состав редких земель в габбро более иттриевый ( $\Sigma TR_{Ce} : \Sigma TR_{Y} = 49$ ) по сравнению



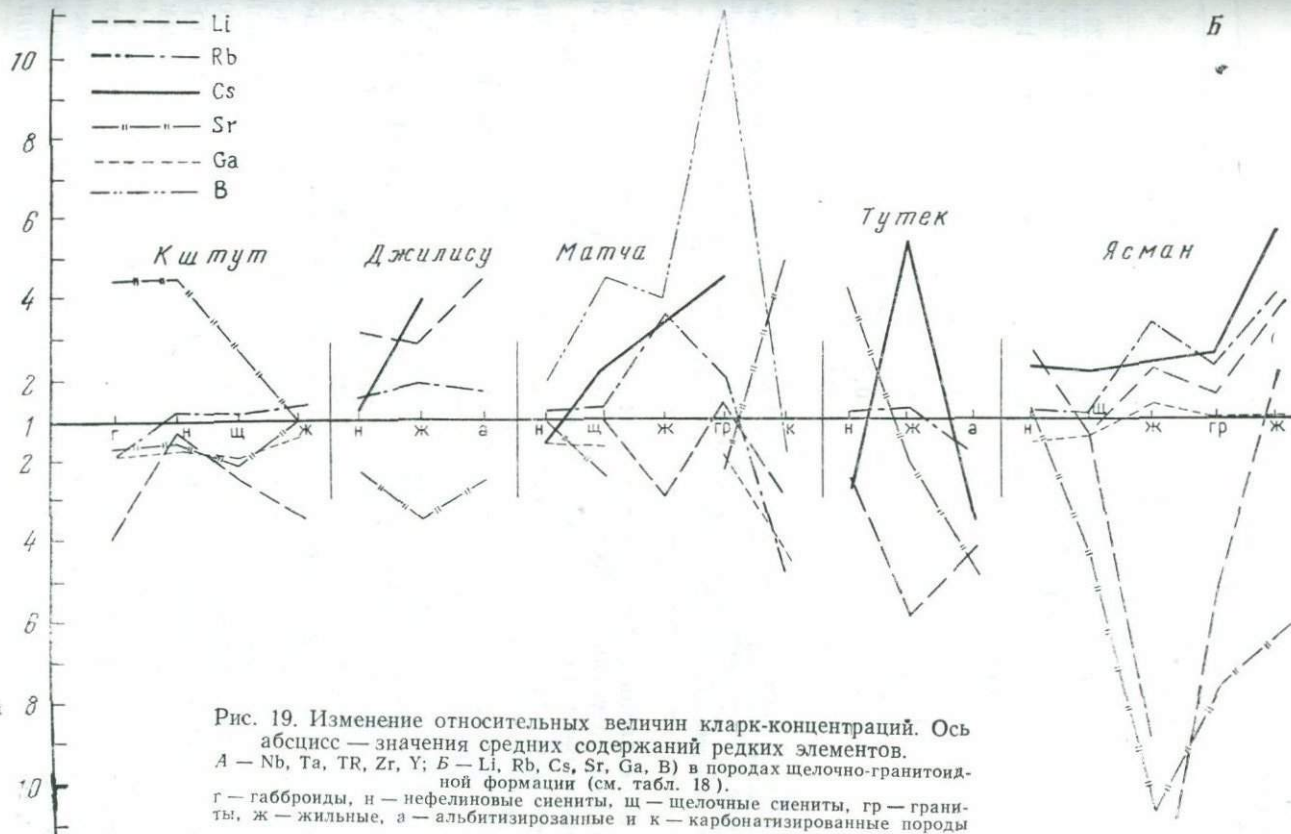


Рис. 19. Изменение относительных величин кларк-концентраций. Ось абсцисс — значения средних содержаний редких элементов. А — Nb, Ta, TR, Zr, Y; Б — Li, Rb, Cs, Sr, Ga, B) в породах щелочно-гранитоидной формации (см. табл. 18). г — габброиды, н — нефелиновые сиениты, щ — щелочные сиениты, гр — граниты, ж — жилы, а — альбитизированные и к — карбонатизированные породы

с нефелиновыми сиенитами, в которых это отношение достигает 100 (табл. 21).

Таблица 21

Содержание редких земель в породах Кштутского массива

Элемент	Номер пробы									
	1	99	111	93	87	101	103	91	2	3
La	21,1	26,4	24,6	25,3	27,2	24,6	23,2	19,6	33,1	20,8
Ce	47,3	53,3	46,6	56,8	49,2	49,3	48,6	48,0	52,1	53,9
Pr	3,1	4,1	2,7	3,3	3,2	3,0	2,1	3,5	3,0	2,6
Nd	19,9	14,8	24,0	14,6	15,8	17,2	25,3	26,2	11,2	18,0
Sm	3,0	0,8	1,3	—	1,9	1,9	0,4	1,3	0,4	2,0
Eu	0,6	0,3	—	—	0,7	—	—	—	—	0,3
Gd	2,3	0,3	0,5	—	1,2	2,4	0,2	0,7	0,2	1,1
Tb	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Dy	1,4	—	0,3	—	0,5	0,8	0,2	0,7	—	0,9
Ho	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Er	0,6	—	—	—	0,2	0,5	—	—	—	0,4
Yb	0,4	—	—	—	0,1	0,3	—	—	—	—

Пробы: 1 — амфибол-пироксеновое габбро (среднее из 3); 99 — биотит-нефелиновый сиенит с гранатом; 111 — амфибол-нефелиновый сиенит с биотитом; 93 — амфибол-нефелиновый сиенит с гранатом; 87 — амфиболовый сиенит; 101 — амфибол-скаполитовый сиенит с биотитом; 103 — мусковитизированный сиенит; 91 — кальцит-содалит-полевошпатовая жила с гранатом; 2 — карбонатная жила (среднее из 2); 3 — скаполит-амфибол-гранатовый и мусковит-пироксен-гранатовый скарн (среднее из 2).

Собственных минералов редких земель в породах Кштутского массива не установлено, так как в связи с обогащением магматического расплава кальцием условия для полного рассеяния р. з. э. в решетке кальциевых минералов были благоприятными. Основными концентраторами р. з. э. являются апатит, гранат, эпидот. Так, в карбонатных жилах, в которых содержание р. з. э. колеблется от 250 до 480 г/т, они практически полностью связаны с апатитом.

В щелочных породах Южной провинции распределение р. з. э. крайне неравномерное. Наиболее низкие содержания р. з. э. в пределах всех изученных массивов установлены в биотитовых нефелиновых сиенитах, в которых, как правило, они менее 8—30 г/т и только в сиенитах Ясманского массива составляют 173 г/т. Более высокими содержаниями р. з. э. характеризуются амфиболовые и пироксеновые разновидности нефелиновых и щелочных сиенитов. Особенно отчетливо обогащение р. з. э. эндоконтактовых фаций сиенитов по сравнению с биотитовыми нефелиновыми сиенитами проявлено в пределах Ходжаачканского и Ясманского массивов. Основными концентраторами р. з. э. в щелочных сиенитах являются сфен, амфибол и эпидот. Состав р. з. э. существенно цериевый; отношение  $\Sigma TR_{Ce} : \Sigma TR_{Y}$  изменяется от 70 до 100 (табл. 22, 23). Из собственных редкоземельных минералов отмечаются редкие знаки монацита, ксенотима, ортита, фергусонита. Повышенные концентрации

Таблица 22

Состав редких земель в породах Джилисуйского и Ходжаачканского массивов

Элемент	Номер пробы									
	47	43	57	34	35	44	54	52	53	51
La	19,8	19,1	22,2	10,8	21,0	13,8	25,0	16,0	17,3	21,5
Ce	52,1	37,4	50,8	35,2	36,9	40,3	47,1	46,0	43,3	47,8
Pr	3,2	24,5	3,2	—	1,3	27,5	5,0	4,6	3,9	3,9
Nd	18,4	15,0	23,8	5,4	13,2	15,5	17,3	18,8	20,5	21,1
Sm	2,8	1,6	—	5,4	1,3	1,7	2,4	5,4	5,5	1,9
Eu	—	—	—	—	—	—	0,4	0,6	0,8	—
Gd	2,3	0,4	—	5,4	1,3	0,6	1,6	3,6	4,7	1,9
Tb	—	0,4	—	18,9	5,3	—	—	0,4	—	—
Dy	0,9	1,1	—	16,2	15,7	0,6	0,8	2,4	1,6	1,3
Ho	—	—	—	—	1,3	—	—	0,4	—	—
Er	0,5	—	—	2,7	—	—	0,4	1,0	1,6	0,6
Tm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	—	—	—	—	2,7	—	—	0,6	0,8	—
Lu	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—

Пробы: Джилисуйский массив: 47 — биотит-нефелиновый сиенит; 43 — либнеритовый сиенит; 57 — эгирин-микроклиновый пегматит; 34 — альбитизированный сланец; 35 — альбитизированный сланец; Ходжаачканский массив: 44 — эгирин-нефелиновый сиенит; 54 — либнеритовый сиенит; 52 — меланитовый сиенит; 53 — меланитовый сиенит; 51 — волластонит-полевошпатовый скарн.

Таблица 23

Состав редких земель в породах и минералах Матчинского и Тутекского массивов

Элемент	Номер пробы								
	17	32	21	25	27	66/1	127	126	113
La	18,0	21,5	13,9	14,0	18,2	9,8	26,7	23,5	29,3
Ce	49,6	45,2	47,6	50,0	47,7	32,7	58,7	49,9	57,4
Pr	4,9	20,0	4,0	4,0	1,5	4,6	1,3	3,6	1,4
Nd	19,4	3,3	19,9	18,0	10,6	19,6	13,3	18,5	11,9
Sm	2,8	0,3	4,9	6,0	3,0	7,2	—	1,7	—
Eu	0,5	2,2	—	—	—	0,6	—	0,2	—
Gd	2,8	0,3	3,0	2,0	5,2	7,8	—	1,4	—
Tb	0,2	1,7	—	—	4,6	0,7	—	0,1	—
Dy	1,4	1,3	4,0	2,0	6,9	7,2	—	0,8	—
Ho	0,2	0,7	0,9	—	—	0,7	—	—	—
Er	0,2	—	0,9	2,0	1,5	5,2	—	0,2	—
Tm	—	0,5	—	—	—	0,7	—	0,1	—
Yb	—	—	0,9	2,0	0,8	3,2	—	—	—
Lu	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Пробы: Матчинский массив: 17 — биотитовый гранит; 32 — биотитовый гранит с амфиболом; 21 — гранит-аплит; 25 — эгирин-нефелиновый сиенит; 27 — флюорит-кальцитовая жила; 66/1 — мизерит из эгирин-полевошпатовой породы. Тутекский массив: 127 — нефелиновый сиенит; 126 — эгириновый сиенит альбитизированный; 113 — нефелин-канкринитовый пегматит с биотитом.

р. з. э. установлены также в пироклоре 3,83%  $\text{TR}_2\text{O}_3$ ; сфене 0,96% ( $\Sigma\text{TR}_{\text{Ce}} : \Sigma\text{TR}_{\text{Y}} = 11$ ); цирконе 0,10%; апатите 0,20% ( $\Sigma\text{TR}_{\text{Ce}} : \Sigma\text{TR}_{\text{Y}} = 57$ ) и мизерите 3,72% ( $\Sigma\text{TR}_{\text{Ce}} : \Sigma\text{TR}_{\text{Y}} = 5$ ). Существенная часть р. з. э. рассеяна в амфиболе и пироксене.

Относительное обогащение р. з. э. отмечается в альбитизированных, либнеритизированных и меланитовых разностях сиенитов (до 350 г/т), причем по составу в альбитизированных и либнеритовых сиенитах р. з. э. существенно цериевые, а в меланитовых — иттриевые. В либнеритовых сиенитах обнаружены собственные редкоземельные минералы: паразит (Омельяненко, 1958) и бастнезит; в меланитовых сиенитах р. з. э. связаны в основном с гранатом.

Высокие концентрации р. з. э. присущи карбонатным метасоматитам в зоне экзоконтакта Матчинского массива (см. рис. 19). Состав их существенно иттриевый. Концентраторами р. з. э. являются ортит, пироклор, апатит, сфен, флюорит. Концентрации р. з. э. в гранитах значительно более высокие, чем в сиенитах. Состав р. з. э. закономерно изменяется от существенно цериевого в гранитах ( $\Sigma\text{TR}_{\text{Ce}} : \Sigma\text{TR}_{\text{Y}} = 100$ ) к иттриевым в жильных гранит-аплитах ( $\Sigma\text{TR}_{\text{Ce}} : \Sigma\text{TR}_{\text{Y}} = 14$ ). Концентраторами р. з. э. являются ортит, циркон, апатит (Матча).

Граниты Ясманского массива характеризуются еще более высоким содержанием р. з. э. Редкоземельные минералы в них представлены аксессуарными ксенотимом, монацитом, ортитом, чевкинитом. Большинство р. з. э. связаны с цирконом, содержащим от 3,2 до 5,2%  $\text{TR}_2\text{O}_3$  по сравнению с 0,02—0,03%  $\text{TR}_2\text{O}_3$  в цирконе нефелиновых и щелочных сиенитов. Состав р. з. э. в гранитах по сравнению с сиенитами более иттриевый:  $\Sigma\text{TR}_{\text{Ce}} : \Sigma\text{TR}_{\text{Y}}$  изменяется от 10 до 30 в гранитах и от 5 до 25 в связанных с ними жильных образованиях (Ифантопуло, 1970).

Закономерности в распределении р. з. э. в щелочных породах различных массивов Туркестано-Алая отчетливо выражены на графике (см. рис. 19) и сводятся к следующему: 1) в пределах Южной провинции проявлена тенденция накопления р. з. э. в ходе эволюции магматического расплава от ранних фаз к конечным (от нефелиновых сиенитов к щелочным гранитам) и в процессе кристаллизации расплава на месте становления интрузий. В этом же направлении закономерно изменяется состав р. з. э. от существенно цериевого к иттриевому; 2) в пределах Северной провинции накопления р. з. э. в ходе кристаллизации расплава не отмечается, так как значительное содержание кальция в расплаве способствовало рассеянию р. з. э. в кальциевых минералах; 3) наиболее высокие концентрации р. з. э. связаны с процессом карбонатизации щелочных и вмещающих их осадочных пород. С процессом альбитизации существенных концентраций р. з. э. не отмечается.

#### ЦИРКОНИЙ

Содержание циркония в породах Кштутского массива повсеместно меньше приведенных средних значений. В гибридных породах

зонах эндоконтакта отмечается слабое обогащение цирконием (118—133 г/т). Наиболее бедны им карбонатные жилы ( $<7,4$  г/т). Содержание единственного циркониевого минерала — циркона в породах Кштутского массива низкое; главным минералом-концентратором является сфен.

В щелочных породах Южной провинции содержания циркония в измененных сиенитах незначительны, но больше, чем в сиенитах Кштутского массива. Очень бедны цирконием биотитовые сиениты, как нефелиновые, так и щелочные (от 65 до 174 г/т); несколько больше содержание его в эгириновых и амфиболовых сиенитах (до 400 г/т), т. е. в эндоконтактовых фациях. Особенно отчетливо эта закономерность проявлена в пределах Ясманского массива. Значительно обогащены цирконием жильные образования и особенно альбитизированные породы, как интрузивные, так и вмещающие, в которых содержание циркония достигает 956—1332 г/т (в сиенитах) и 533 г/т (в сланцах) и связано с привнесением циркония с альбитизирующими растворами и образованием метасоматического циркона. Кроме циркона встречен бадделейт. Минералы-концентраторы представлены эгирином, мизеритом (около 1% Zr); гранатом (0,1 Zr), пирохлором (0,05—3% Zr\*), фергюсонитом (0,1—0,3).

По сравнению с сиенитами содержание циркония в гранитах Матчинского массива немного больше, в Ясманском массиве — в 2—7 раз больше, чем в сиенитах и соответственно равно 518 г/т в лейкократовых гранитах и 2721 г/т в их жильных образованиях, в которых отмечается большое количество метасоматического циркона.

В виде изоморфной примеси цирконий обнаружен в касситерите, эгирине, пирохлоре, амфиболах, сфене, гранате.

Таким образом, наиболее беден цирконием Кштутский массив, в породах которого в целом содержание циркония ниже кларка. В породах Джилисуйского, Ходжаачканского, Тутекского и особенно Ясманского (главным образом лейкократовые граниты и их жильные образования) массивов содержание циркония больше.

Для каждого массива устанавливаются следующие закономерности: 1) лейкократовые разности пород более бедны цирконием, чем меланократовые; 2) из всех разновидностей сиенитов наиболее богаты цирконием эгириновые и меланитовые (нефелиновые и щелочные) сиениты, наиболее бедны им биотитовые разности; 3) повышенные концентрации циркония отмечаются в более поздних образованиях, т. е. в породах последних интрузивных фаз (лейкократовые граниты) и в жильных образованиях, что свидетельствует о накоплении циркония к концу магматического этапа; 4) устанавливается четкая связь повышенных концентраций циркония с метасоматически измененными (альбитизированными и карбонатизированными) разностями пород.

\* Данные Б. И. Омеляненко (1959).

В пределах Кштутского массива средние содержания урана и тория в габбро равны 1,6 и 16 г/т, в нефелиновых и щелочных сиенитах соответственно 5,2 и 8,9 г/т урана и 27 и 23 г/т тория. Распределение урана и тория в сиенитах Кштутского массива неравномерное: наиболее бедны ураном биотит- нефелиновые сиениты (<1 г/т U

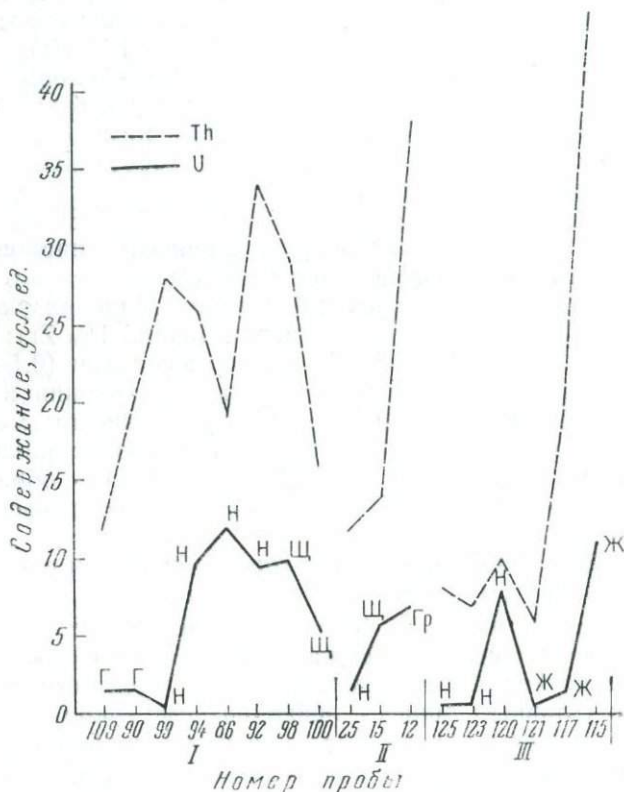


Рис. 20. Содержание урана и тория в породах Кштутского (I), Матчинского (II) и Тутевского (III) массивов.

г — габброиды, н — нефелиновые сиениты, щ — щелочные сиениты, гр — граниты, ж — жильные

и 28 г/т Th), выше содержание их в амфиболовых нефелиновых и щелочных сиенитах (9,5—12 г/т U и 19—34 г/т Th). Корреляционной зависимости между содержаниями урана и тория не отмечается (рис. 20), что подтверждается результатами вычислений рангового коэффициента корреляции Спирмена (Ван дер Варден, 1960) и проверки гипотезы о его значимости.

Оценка коэффициента корреляции ( $\bar{\rho} = 0,029$ ) ниже допустимого

значения ( $\rho_{\text{доп}} = 0,74$ ) для уровня значимости 0,05. В связи с этим для описания зависимости между содержанием урана и тория по результатам проверки гипотезы не может быть использована модель линейной корреляции. Выше содержание урана и тория в дайках полевошпатовых пород.

В пределах Южной провинции содержания урана и тория в сиенитах ниже, чем в породах Кштутского массива и колеблются в пределах 1—1,6, г/т U и 8—19 г/т Th в нефелиновых сиенитах и 1,6 г/т U и 14—17,8 г/т Th в щелочных сиенитах. Отношение U/Th колеблется от 1 : 6 до 1 : 9. В гранитах содержание урана и тория выше, чем в сиенитах и соответственно равно 6,8—8,2 г/т U и 38 г/т Th, отношение U/Th от 1 : 4,7 до 1 : 6. Таким образом, в массивах Южной провинции содержание урана и тория закономерно увеличивается от пород ранних фаз (нефелиновых и щелочных сиенитов) к породам более поздним (щелочным гранитам).

В щелочных породах Южной провинции отмечается корреляционная зависимость между содержаниями урана и тория (см. рис. 20). Для уровня значимости 0,05 при  $\rho_{\text{доп}} = 0,69$  ранговый коэффициент корреляции  $\bar{\rho} = 0,77$  и, следовательно, для описания зависимости между содержаниями урана и тория может быть использована модель линейной корреляции. Повышенными концентрациями урана и тория, имеющими геохимический интерес, характеризуются метасоматически измененные щелочные и вмещающие их осадочные породы. Отношение урана к торию в альбитизированных и флюоритизированных сланцах в зонах экзоконтакта в среднем равно 1 : 17, а в карбонатных метасоматитах 1 : 3. На основании всех этих данных можно считать, что ториевая минерализация связана генетически с постмагматической стадией альбитизации, а урановая — со стадией карбонатизации.

Уран в основном рассеивается в акцессорных минералах: цирконе ( $\text{UO}_2 + \text{UO}_3 = 2\%$ ), пирохлоре (до 8%), ураноторите, торите ( $\text{U}_3\text{O}_8 = 0,51^*$ ) и других минералах; в отдельных пробах в незначительных количествах отмечается уранинит. Торий связан с акцессорным торитом (ферроторитом, ураноторитом, торинитом), а также с цирконом (до 3% Th) и пирохлором (0,1% Th).

Таким образом, отчетливо устанавливаются следующие закономерности: 1) средние содержания урана и тория в неизмененных разностях щелочных пород Кштутского массива соответствуют средним содержаниям этих элементов в породах калиевой щелочно-базальтоидной, а массивах Южной провинции — щелочно-гранитоидной формации; 2) в ходе эволюции магматического расплава происходит закономерное накопление урана и тория и увеличение их содержания от пород ранних фаз к поздним; 3) ториевая минерализация генетически связана с процессом альбитизации и локализуется преимущественно в альбитизированных и флюоритизированных сланцах в зонах экзоконтакта щелочных интрузий; 4) урановая минерализация генетически связана с процессом карбонатизации и лока-

лизуется в карбонатных метасоматитах и жилах. Ториевая и урановая минерализация незначительна и представляет геохимический интерес.

#### ФТОР

В породах Кштутского массива содержание фтора непостоянное: в габброидах оно колеблется от 150 до 6200 г/т; в нефелиновых сиенитах — от 700 до 5000 г/т; щелочные сиениты обеднены фтором — от 90 до 390 г/т. Жильные породы в пределах Кштутского массива характеризуются низким содержанием фтора: 90—200 г/т. Отмечается корреляция фтора и кальция ( $\rho=0,73$ ; при  $\rho_{\text{доп}}=0,62$ ).

В щелочных породах Южной провинции содержание фтора очень непостоянное. Наиболее высокие концентрации его (в 2 раза выше кларка) отмечаются в нефелиновых сиенитах Джилисуйского (2500 г/т) и Матчинского (1000 г/т) массивов. В остальных массивах нефелиновые сиениты бедны фтором. Содержание фтора в амфиболовых и пироксеновых сиенитах достигает 1200 г/т. Наиболее высокие концентрации фтора установлены в интенсивно альбитизированных и содалитизированных породах: до 3100 г/т в альбитизированных сиенитах; 6367 г/т — в альбитизированных сланцах; 10000 г/т — в альбититах и 2400 г/т в содалитовых сиенитах. Фтор образует собственный минерал — флюорит и входит изоморфно в апатит (2,78%), турмалин (0,69%), пироксид (2,36%), арфведсонит (0,5%), астрофиллит (0,64%)\*, сфен.

В породах Матчинского массива фтор хорошо коррелируется с кальцием, и его присутствие, очевидно, обусловлено карбонатизацией. В пределах остальных массивов Южной провинции корреляция фтора с ураном и торием наблюдается только в породах, обогащенных фтором. Эти элементы связаны с проявлением одних и тех же процессов: альбитизации и флюоритизации.

Таким образом, щелочные породы Центрального Туркестана — Алая бедны фтором. Исключение представляют щелочные породы Кштутского массива, в которых содержание фтора иногда, особенно в меланократовых амфиболовых разностях, превышает кларк. В южной же группе массивов повышенные содержания фтора отмечаются в связи с постмагматическими процессами: альбитизацией, флюоритизацией, содалитизацией.

#### ЛИТИЙ

В Кштутском массиве содержание лития колеблется от 7 до 70 г/т. Наиболее бедны литием габброиды, выше содержание его в щелочных сиенитах и еще выше — в нефелиновых. Обогащены литием мусковитизированные сиениты (230 г/т).

В пределах Южной провинции содержание лития в нефелиновых сиенитах колеблется от 24 до 182 г/т, причем в биотитовых раз-

\* Данные Б. И. Омеляненко, Н. А. Сиротининой (1959).

стях содержание лития выше, чем в амфиболовых. В амфиболовых сиенитах минералом-концентратором лития является феррогастингсит, в котором концентрируется около 50% лития, находящегося в породе, но само содержание лития в амфиболе на порядок ниже, чем в биотите. Неравномерность распределения лития в щелочных сиенитах связана с изменением содержания биотита в породе (от 0 до 5%). В меланократовых сиенитах содержание лития в 2—3 раза выше, чем в лейкократовых, и около 45—50% всего лития породы сконцентрировано в биотите (табл. 24).

Таблица 24

Распределение лития и рубидия в минералах нефелиновых сиенитов Ясманского массива

Минерал	Номер проб*	Содержание, %			Количество элемента, приходящегося на минерал, %
		минерала в породе	элемента в минерале	элемента в породе	
Литий					
Биотит	1	11,45	0,08	0,02	46
Микроклин-пертит	1	47,6	0,007		17
Биотит	2	3,19	0,08	0,007	37
Микроклин-пертит	2	54,0	0,001		7
Рубидий					
Биотит	1	11,45	0,12	0,03	46,6
Микроклин-пертит	1	47,6	0,01	0,03	15,2
Биотит	2	3,19	0,12	0,021	19,0
Микроклин-пертит	2	54,0	0,01	0,021	24,0

\* 1 — меланократовый сиенит; 2 — лейкократовый сиенит.

В щелочных сиенитах содержание лития, как правило, ниже, чем в нефелиновых, и колеблется от 42 до 58 г/т. Шлировые пегматиты как нефелиновых, так и щелочных сиенитов бедны литием (8—60 г/т). Наиболее бедны их жильные образования — сиенит-аплиты (<5—20 г/т Li). В метасоматически измененных породах содержание лития повышается до 600 г/т в альбитизированных породах и до 300 г/т в либнеритизированных. Бедны литием карбонатные метасоматиты — 20 г/т. В гранитах содержание лития ниже, чем в нефелиновых сиенитах и равно 11—90 г/т.

Собственных минералов лития не установлено, и весь литий изоморфно входит в структуру слюд: биотита, мусковита, либнерита и других минералов (табл. 25).

Таким образом, содержание лития в нефелиновых сиенитах Северной провинции находится на уровне средних содержаний в породах щелочно-базальтоидной формации, а в нефелиновых сиенитах Южной провинции — в 1,5 раза выше средних содержаний в породах щелочно-гранитоидной формации (см. рис. 19). В процессе эволюции магматического расплава происходит обеднение его литием,

Таблица 25

Содержание редких элементов в минералах щелочных пород, г/т

Минерал	Порода	Li	Rb	Cs	Ga	Массив
Биотит	Меланократовый сиенит	60	400	50	—	Кштутский
Флогопит	Гибридная порода	240	1040	160	—	»
Биотит	Нефелиновый сиенит	230	1100	50	—	Матчинский
	Нефелиновый сиенит	800	1200	<50	—	Ясманский
	Канкринитовый сиенит	510	960	50	—	Тутекский
	Содалитовый сиенит	600	1200	90	—	»
	Лейкократовый гранит	60	1200	100	—	»
	Кварц-полевошпатовая порода	200	3000	—	—	Ясманский
Феррогастингсит	Амфиболовый сиенит	40	200	20	—	»
Турмалин	Лейкократовый гранит	90	<50	<50	—	Матчинский
Цоизит	Цоизитовый сиенит				100	Ясманский
Полевой шпат	Канкринитовый сиенит	10	80	<50	—	Тутекский
	Нефелиновый сиенит	70	100	<50	15	Ясманский
	То же				14	»
	»	10	100	<50	18	»
	Нефелиновый пегматит	10	200	<50	24	»
	Цоизитовый сиенит	10	300	50	16	»
	Кварц-полевошпатовая порода	6	2000	90	—	»

и более поздние образования характеризуются низкими содержаниями лития. Собственных минералов лития не установлено, и основными минералами-концентраторами его являются слюды и другие темноцветные.

#### РУБИДИИ

В породах Кштутского массива содержание рубидия колеблется в значительных пределах. Наиболее низкие содержания его установлены в габброидах — 102 г/т; выше оно в нефелиновых — 238 г/т и щелочных — 221 г/т сиенитах. Обогащены рубидием мусковитизированные сиениты (430 г/т) и дайки полевошпатовых пород (490 г/т). Основная часть рубидия концентрируется в слюдах: флогопите, биотите, мусковите и в полевых шпатах, причем биотит экзоконтакта интрузии богаче рубидием (1040 г/т), чем биотит центральных частей массива (400 г/т).

В пределах Южной провинции содержание рубидия в нефелиновых и щелочных сиенитах близки и составляют 211—292 г/т. Отношение K/Rb в нефелиновых сиенитах изменяется от 156 до 267; в щелочных — от 173 до 197. В кварцевых сиенитах содержание рубидия достигает 400 г/т (K/Rb=82). В жильных породах — сиенит-аплитах оно высокое: 250—700 г/т. В гранитах и в их жильных образованиях содержания рубидия соответственно равны 400—450 и 301 г/т. В альбитизированных сиенитах рубидия столько же, сколько в неизмененных породах. В альбитизированных сланцах зоны

эпиконтакта содержание рубидия достигает 500 г/т; в неизмененных сланцах и мраморах оно <50 г/т — 150 г/т. Обогащение альбитизированных сланцев рубидием связано с астрофиллитом (0,68% Rb, данные В. И. Степанова). Карбонатные метасоматиты бедны рубидием: 40 г/т. Концентраторами рубидия в нефелиновых сиенитах являются биотит и полевые шпаты, причем в меланократовых нефелиновых сиенитах около 47% рубидия приходится на биотит и 15% на полевой шпат (см. табл. 24). В лейкократовых сиенитах большая часть рубидия концентрируется в микроклин-пертите.

В щелочных сиенитах среднее содержание рубидия аналогично таковому в нефелиновых сиенитах, но содержание рубидия в амфиболе (200 г/т) в 5 раз меньше, чем в биотите. Основная масса рубидия заключена в полевом шпате (40%); на долю феррогастингсита приходится 8—10% рубидия.

Таким образом, рубидий накапливается к концу магматического процесса, и наиболее высокие содержания его наблюдаются в лейкократовых гранитах и их жильных образованиях. К/Rb отношение уменьшается от пород главной фации к породам фаций эндоконтакта, что свидетельствует об обогащении последних рубидием. С процессом карбонатизации связано обеднение пород рубидием.

#### ЦЕЗИЙ

В габброидах Кштутского массива содержания цезия ниже чувствительности анализа (<50 г/т), в нефелиновых и щелочных сиенитах оно соответственно равно 11 и 9 г/т. В массивах Южной провинции содержание цезия в нефелиновых сиенитах колеблется в пределах 4—24 г/т, в щелочных сиенитах 23—25 г/т. Жильные образования сиенитов обогащены цезием — 43—50 г/т.

В гранитах и их пегматитах содержание цезия равно 30—50 г/т и 59 г/т.

Собственных минералов цезия не обнаружено. В минералах-концентраторах цезий распределен следующим образом: полевые шпаты содержат незначительные количества цезия — до 90 г/т; в турмалине цезий не обнаружен; в феррогастингите содержание его до 20 г/т; в биотитах концентрация цезия наиболее высокая и колеблется от 50 до 1600 г/т. Наиболее высокие содержания цезия в биотите и полевых шпатах отмечаются в породах с наиболее высоким валовым содержанием цезия. В альбитизированных сланцах цезий связан в основном с астрофиллитом (1530 г/т).

Таким образом, в процессе становления щелочных интрузий отмечается накопление цезия к концу магматического процесса.

#### БЕРИЛЛИЙ

В породах Кштутского массива содержание бериллия меняется от 2,2 г/т (в габброидах) до 4 г/т (в нефелиновых сиенитах).

В породах Южной провинции содержание бериллия в нефелиновых и щелочных сиенитах колеблется от 1 до 6 г/т. В жильных породах отмечается небольшое увеличение содержания бериллия.

Обогащены бериллием (12—16 г/т) альбитизированные сланцы зон экзоконтактов щелочных интрузий. В лейкократовых гранитах и их пегматитах бериллий содержится в количестве 20 и 48 г/т.

Собственные минералы бериллия не обнаружены; он отмечается в цирконе (до 0,1%), нефелине (0,0008—0,0010%), полевых шпатах (0,0002—0,0004%), амфиболе (0,001%), цоизите (0,0033%), гранате, чевкинните (0,02%), торите (0,02%), биотите (<1 г/т).

Таким образом, щелочные породы Туркестано-Алая бедны бериллием. В ходе эволюции расплава бериллий накапливается, и максимальная концентрация его отмечается в гранитах и пегматитах. В процессе альбитизации сиенитов и вмещающих их сланцев поведение бериллия различное. В альбитизированных сиенитах содержание бериллия приблизительно такое же, как и в неизмененных породах; в альбитизированных сланцах происходит фиксация бериллия и содержание его значительно возрастает.

#### **БОР**

Щелочные породы Туркестано-Алая характеризуются повышенным содержанием бора. В Кштутском массиве содержание его в габброидах 29 г/т, в нефелиновых сиенитах 28 г/т и щелочных сиенитах 36 г/т. Жильные породы обеднены бором (15 г/т).

В щелочных породах Южной провинции бор распределен очень неравномерно. В нефелиновых сиенитах его 8—32 г/т, в щелочных сиенитах 12—74 г/т, причем в амфиболовых разностях бора больше, чем в биотитовых. Более высокие концентрации бора отмечаются в пегматоидных канкринит-содалитовых сиенитах Джилисуйского (310 г/т) и сиенит-пегматитах Матчинского (205—310 г/т) массивов. В Ясманском массиве лейкократовые граниты содержат его в 2—5 раз больше, чем сиениты, в Матчинском массиве — на порядок выше, что связано со значительными концентрациями турмалина.

В пределах описываемых массивов установлен только один минерал бора — турмалин, содержание  $B_2O_5$  в котором 10,95%.

#### **ГАЛЛИЙ**

Среднее содержание галлия в щелочных породах Туркестано-Алая ниже кларка. Основное количество его рассеяно в порообразующих минералах: в цоизите 100 г/т; в полевых шпатах 14—24 г/т; причем наиболее высокая концентрация галлия отмечена в полевом шпате пегматитов (см. табл. 25).

#### **СКАНДИЙ**

Скандий не характерен для щелочных пород Туркестано-Алая. Содержание его как в нефелиновых и щелочных сиенитах, так и в гранитах ниже кларка. Отмечается некоторое обогащение скандием меланократовых сиенитов и гранитных пегматитов. Только в габбро (Кштутский массив) концентрация его достигает 46 г/т (при

среднем содержании 22 г/т). Собственные минералы скандия не установлены. Наибольшие концентрации его связаны с турмалином (45 г/т), цирконом (от 4 до 35 г/т), амфиболом (5 г/т).

В результате изучения содержания и распределения редких элементов в щелочных породах Туркестано-Алая устанавливается ряд закономерностей.

1. Отчетливо намечается различие в содержаниях редких элементов в щелочных породах Северной и Южной провинций: первые по сравнению со вторыми бедны танталом, ниобием, цирконием и литием и более богаты р. з. э., ураном, торием, скандием и особенно стронцием.

2. Сопоставление концентраций редких элементов с кларками по Турекьяну и Ведеполю показывает, что содержания Li, Rb, Cs, Y, Sr, Be и В выше кларковых; содержания Nb, TR, Zr, F, Ga — ниже кларковых и содержания U, Th, Sc — выше кларковых содержания в породах Северной провинции и ниже — в Южной, а Ta выше — в Южной и ниже — в Северной.

3. Распределение редких элементов в щелочных породах Северной провинции более или менее равномерное, с закономерным накоплением или обеднением пород более поздних фаз и эндоконтактных фаций по сравнению с породами ранних фаз.

Полученные нами данные подтверждают выводы Л. С. Бородин (1969, 1970) и Е. Д. Осокина (1970) о закономерностях распределения редких элементов в породах различных формаций, согласно которым породы калиевой щелочно-базальтоидной субформации характеризуются как высокими содержаниями первичных базальтовых элементов: Ni, Cr, V (Виноградов, 1962), сопоставимыми с их содержаниями в породах щелочно-габброидной формации, так и с высокими содержаниями палингенных (коровых) элементов (Li, Rb, Cs, U, Th, Ga и др.), сопоставимыми с их концентрациями в породах щелочно-гранитоидной формации, что объясняется взаимодействием исходной базальтовой (габброидной) магмы с гранитными породами континентального основания.

4. Закономерности распределения редких элементов в щелочных породах Южной провинции позволяют разделить их на две группы: а) Li, Rb, Cs, Ga и другие элементы, характеризующиеся относительно равномерным распределением во всех разновидностях щелочных пород, с некоторым перераспределением (Li, Cs) в метасоматически измененных породах, и б) Ta, Nb, Zr, U, Th, F, характеризующиеся низкими концентрациями и равномерным распределением в неизмененных разностях щелочных пород и высокими концентрациями в метасоматитах, в 5—10 раз превышающими их содержания в неизмененных разностях пород.

Выявленная закономерность редких элементов в щелочных породах Южной провинции хорошо согласуется с гипотезой о коровой (Li, Rb, Cs и др.) и ювенильной (Ta, Nb, Zr, U, Th и др.) природе редких элементов и палингенным происхождением щелочных пород (Бородин, 1969, 1970).

В пределах Южной провинции между щелочными породами массивов, приуроченных к Туркестано-Зеравшанской и Гарм-Хантской антиклинальным зонам, отмечаются существенные количественные различия в содержаниях ряда редких элементов, особенно резко выраженные в гранитах (Ходжаачканский и Матчинский массивы с одной стороны и Ясманский — с другой), причем эти различия касаются только ювенильной группы редких элементов (Zr, Ta, Nb, TR), тогда как содержания элементов коровой (палингеной) группы сходны во всех массивах. Однако закономерности распределения редких элементов в целом одинаковы во всех массивах, что свидетельствует об их едином генезисе. Различия в содержаниях таких элементов, как цирконий, тантал, редкие земли, ниобий, обусловлены, по-видимому, различной интенсивностью проявления ювенильных растворов в разных тектонических зонах.

### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ

Несмотря на многочисленные исследования, вопрос об условиях образования щелочных пород Туркестано-Алая остается до настоящего времени дискуссионным.

А. В. Москвин (1932) и М. Д. Дорфман (1939) рассматривали нефелиновые сиениты как продукт гранитной магмы, образовавшейся в результате ее десиликации вследствие вплавления известняков и их ассимиляции, т. е. стояли на позиции гипотезы Дэли—Шенда. В пределах Туркестано-Алая вмещающие породы оказывают существенное влияние на состав и петрохимические особенности щелочных пород и обуславливают широкое развитие эндоконтактных фаций нефелиновых сиенитов. Этот вопрос более детально будет рассмотрен ниже. Известны также случаи повышения щелочности расплава в результате его взаимодействия с карбонатными породами. Так, Л. Л. Перчук (1964) в пределах Ходжаачканского массива установил ксенолиты известняков в кварцевых пироксеновых сиенитах. В результате инфильтрационного магматического замещения известняков на контакте с ними образовались гибридные меланократовые породы с нефелином и большим количеством апатита, граната и сфена, которые через скарнированные известняки переходят в мрамор. В сиенитах у контакта с известняками резко повышаются щелочность и содержание эгириновой молекулы в пироксене, исчезает кварц и кварцевые сиениты переходят в щелочные. Однако в Туркестано-Алае известны многочисленные интрузии гранитоидов, залегающих в карбонатных толщах, но не имеющих в своем составе щелочных пород; в то же время многие интрузии щелочных пород (Ясманский, Матчинский, ледника Райгородского и др.) расположены в районах, сложенных исключительно алюмосиликатными песчаносланцевыми толщами, в разрезе которых карбонатные породы практически отсутствуют.

Ю. А. Арапов (1953) считает, что массивы щелочных пород формировались из расплава, состав которого близок к щелочно-земельному, а избыток щелочей имел место только на заключительных этапах его кристаллизации. Это положение, по его мнению, подтверждается наличием в щелочных породах кальцита, каинкринита, содалита и кристаллизацией щелочного пироксена и амфибола на заключительном этапе формирования интрузива. Гипотеза Ю. А. Арапова, близкая по своей сущности к гипотезе метасоматического происхождения щелочных пород, противоречит направленной эволюции магматического расплава от недосыщенного кремнекислотой и пересыщенного щелочами (нефелиновые сиениты 1-й фазы внедрения) к пересыщенному кремнекислотой с повышенной щелочностью (щелочные граниты 3-й фазы), отчетливо проявленной в пределах Южной провинции. Кроме того, в соответствии с гипотезой Ю. А. Арапова мы должны были бы иметь дело с исключительным разнообразием пород с постепенными переходами от щелочно-земельных к щелочным в пределах каждого массива. Однако в действительности это не наблюдается.

Б. И. Омеляненко (1959, 1961) считает, что магма до своего внедрения и взаимодействия с известняками на месте становления интрузива имела щелочной состав, соответствующий биотитовым нефелиновым сиенитам. Ее образование он рассматривает как результат взаимодействия гранитного расплава с карбонатными породами в глубинном магматическом очаге. В результате магматического замещения карбонатных толщ, в основе которого лежит принцип кислотно-основного взаимодействия компонентов, образуется магма повышенной щелочности в периферической оболочке очага. Образование щелочной «оболочки» в глубинном очаге обусловлено «диффузионным ореолом отраженной щелочности» (согласно теории Д. С. Коржинского). При этом щелочность расплава уменьшается от периферии к центру магматического очага. При тектонических подвижках происходит отделение порций расплава и перемещение их в верхние структурные этажи. При этом со временем состав порций магмы закономерно изменяется от щелочной к гранитной, что является отражением понижения щелочности от периферии магматического очага к его центру. Гипотеза Б. И. Омеляненко удовлетворительно объясняет закономерность смены интрузивных фаз в пределах Южной провинции и относительно небольшие размеры массивов нефелиновых сиенитов. Однако эта гипотеза не соответствует фактической геологической обстановке формирования массивов, так как в пределах Южной провинции (Зеравшано-Туркестанская и Гарм-Хайтская геоантиклинальные зоны) в стратиграфическом разрезе карбонатные породы либо вообще отсутствуют, либо появляются в верхних частях разреза (нижний — средний девон) на уровне становления интрузий (Тутекский и Даррапиозский массивы). В пределах Северной провинции, где в разрезе преобладают карбонатные породы, гипотеза Б. И. Омеляненко не подтверждается сменой интрузивных фаз.

Л. Л. Перчук (1961) вначале поддерживал гипотезу Б. И. Омельяненко, но впоследствии (1964) высказал предположение о глубинном происхождении щелочной магмы, считая ее, согласно гипотезе Д. С. Коржинского, «первичной». При этом закономерную последовательность интрузивных фаз он объяснял длительным взаимодействием «первичной» щелочной магмы с кислыми породами сналя, обусловившим понижение щелочности и насыщение магмы кремнекислотой. Подтверждением этой гипотезы, по его мнению, является исключительное сходство состава между фазовыми и фаціальными разновидностями кварцевых сиенитов и гранитов, причем формирование расплава фазовых разновидностей пород происходило на глубине, а фаціальных — на месте становления массива.

Ф. Р. Апельцин (Шейнманн и др., 1961) отнес щелочные породы Алайского хребта к лейцит-базальтовой субформации щелочно-габбронидной формации, происхождение которой он связывает с дифференциацией специализированной трахибазальтовой магмы. Хотя условия образования и специфические особенности щелочных пород Северной провинции соответствуют этой гипотезе, она не может быть принята для объяснения генезиса щелочных пород Южной провинции.

Н. Ф. Шинкарев (1966) на основании изучения строения ряда щелочных массивов Северной и Южной провинций впервые высказал предположение о различном составе и ходе эволюции исходных магматических расплавов в этих провинциях. Щелочно-габбронидная магма, сформированная на большой глубине, является исходной для формирования массивов Северной группы. Относительно условий образования южной группы щелочных массивов Н. Ф. Шинкарев высказал предположение, что первые порции магмы (нефелиновые сиениты) являлись продуктами плавления тех же исходных составов.

Отличительными особенностями нефелиновых сиенитов Южной провинции, по мнению Н. Ф. Шинкарева, являются меньшие температуры образования, более высокое содержание воды в магме и длительный процесс ее кристаллизации. Все многообразие щелочных пород он рассматривает как результат кристаллизационной дифференциации основной, габбронидной магмы в Северной провинции и щелочной, нефелин-сиенитовой — в Южной.

А. Х. Хасанов (1967) на основании изучения особенностей геологического строения Ясманского массива сделал попытку обосновать метасоматическое происхождение щелочных массивов в Туркестано-Алае и все щелочные породы, от нефелиновых сиенитов до гранитов, рассматривает как фации единой метасоматической формации щелочного метасоматоза. При этом щелочные граниты являются фронтальной, а граносиениты, щелочные и нефелиновые сиениты — тыловой частью метасоматической колонки. Доказательством метасоматического происхождения массивов он считает такие их характерные особенности, как зональное строение, отсутствие

закалки на контактах между щелочными и вмещающими породами, пестрота вещественного состава и разнообразие структурно-текстурных особенностей щелочных пород, широкое развитие «немагматических» структур замещения, обилие пегматоидных обособлений и т. д. Все эти факты действительно имеют место и более детально будут рассмотрены ниже.

Опираясь в своих построениях одной группой фактов, А. Х. Хасанов исключает такие геологические факторы, как изменение регионального простирания вмещающих пород, приподнимание слоев и их разрыв вблизи контактов с массивами, широкое развитие агматов в зоне экзоконтакта, многочисленных даек гранитов, секущих нефелиновые и щелочные сиениты и имеющих с последними четкие интрузивные контакты, четкие интрузивные контакты гранитов со сланцами, многочисленные ксенолиты нефелиновых и щелочных сиенитов в гранитах и многие другие, которые однозначно свидетельствуют о внедрении магматического расплава, притом неоднократном и под значительным давлением.

Е. Д. Осокин (1970) относит Кштутский (Зардалекский) массив к калиевой щелочно-базальтоидной субформации, а Джилисуйский, Ходжаачканский, Матчинский, Тутекский и Ясманский — к щелочно-гранитоидной субформации палингенно-ассимиляционной серии. Образование щелочных пород калиевой щелочно-базальтоидной субформации он рассматривает как результат ассимиляции щелочно-базальтоидной магмой гранитных пород коры, а щелочных пород щелочно-гранитоидной субформации — как результат палингенеза осадочно-метаморфических пород в верхних частях коры. При этом широкое развитие постмагматически измененных пород и образование метасоматитов он рассматривает как результат наложенных процессов аутометасоматоза, для которых существенные концентрации редких элементов не характерны.

Таковы в общих чертах представления и гипотезы различных исследователей об условиях образования щелочных пород в Туркестано-Алае. Необходимо отметить, что автор не ставил своей задачей проведение петрографических исследований и выяснение условий образования щелочных пород вообще и в Туркестано-Алае в частности. Тем не менее, собранный в результате многолетних исследований большой фактический материал позволяет уточнить ряд спорных вопросов, имеющих важное значение для выяснения генезиса щелочных пород Туркестано-Алая и условий формирования щелочных интрузий. К ним относятся вопросы о фазовых и фациальных соотношениях щелочных пород, последовательности появления интрузивных фаз, условиях образования фациальных разновидностей и влиянии вмещающих пород на петрохимические и минералогические особенности щелочных пород, характере постмагматических процессов и генезисе редкометалльного оруденения. На рассмотрении ряда вопросов, используя при этом фактический материал, изложенный в соответствующих разделах этой работы, необходимо остановиться особо.

## ФАЗЫ И ФАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИВОВ

В настоящее время можно считать установленным, что формирование щелочных интрузивов как в Южной, так и в Северной провинции происходило в три последовательные фазы внедрения, связанные с активизацией тектонических движений в пределах консолидировавшегося Кульджуктау-Алайского поднятия на границе палеозоя и мезозоя.

В Южной провинции эти фазы (в последовательности внедрения) представлены: 1) биотитовыми нефелиновыми сиенитами и их фациальными разновидностями, 2) кварцевыми сиенитами, 3) биотитовыми турмалинсодержащими гранитами.

Щелочные породы первой интрузивной фазы присутствуют во всех щелочных массивах Южной провинции без исключения, слагая от 45 до 100% их площади на современном эрозионном срезе. Они представлены большим количеством фациальных разновидностей, связанных между собой постепенными переходами (табл. 26). В таблице приведены только наиболее характерные разновидности пород. В пределах каждого массива достаточно широко развиты также породы промежуточного состава. Альбитизированные, либениритовые, содалитовые, канкринитовые, цоизитовые сиениты, образование которых связано с процессами постмагматического изменения, не рассматриваются нами как фациальные разновидности щелочных пород.

Таблица 26

### Схема расчленения щелочных интрузий Южной провинции

Фазы и морфология тел	Фации	Геологическое положение фаций и морфология тел	Распространенность по массивам
Нефелиновые и щелочные сиениты, Этмолиты, грушевидные тела, штоки и дайки	1. Биотитовые нефелиновые сиениты	Слагают от 20 до 90% площади тел 1-й интрузивной фазы и обычно приурочены к их центральной части. Образуют тела изометричной формы, этмолиты, дайки	Во всех массивах  Тутекский, Матчинский, Ясмацкий
	2. Биотит-амфиболовые и амфиболовые нефелиновые, нефелинсодержащие и щелочные сиениты	Слагают участки неопределенной формы и размеров на контакте биотитовых нефелиновых сиенитов с песчано-сланцевыми породами, а также полосы-слои, линзы и изометричные тела внутри биотитовых нефелиновых сиенитов обычно вдоль ксенолитов сланцев	

Фазы и морфология тел	Фации	Геологическое положение фаций и морфология тел	Распространенность по массивам
	3. Пироксеновые (эпирин-авгитовые) и амфибол-пироксеновые нефелиновые и щелочные сиениты	Слагают участки неопределенной формы и размеров на контакте биотитовых нефелиновых сиенитов и карбонатных пород (известняков, известняковых конгломератов и известковистых сланцев)	Ходжаачканский, Тулукский, Джилсуйский, Матчинский
	4. Гибридные щелочные породы	Слагают участки неопределенной формы и размеров на контакте с карбонатными породами	Ходжаачканский, Тулукский
	5. Амфиболовые и пироксен-амфиболовые кварцевые сиениты	Слагают участки и полосы небольшой мощности на контакте с пещано-сланцевыми породами и кристаллическими сланцами	Матчинский, Ясманский
	6. Нефелиновые сиенито-гнейсы и щелочные сиенит-мигматиты	Слагают полосы и линзообразные тела в приконтактовых участках интрузивов и в зоне экзоконтакта в сланцевых породах, чередуясь с последними	Ходжаачканский, Матчинский, Тулукский
Щелочные кварцевые сиениты. Шток- и дайкообразные тела различных размеров	1. Биотитовые и биотит-амфиболовые кварцевые сиениты	Слагают дайко- и штокообразные тела, дайки и жилы небольшой мощности	Ходжаачканский, Кульдский
	2. Пироксеновые кварцевые и бескварцевые сиениты	Слагают участки неопределенной формы на контакте биотитовых и биотит-амфиболовых кварцевых сиенитов и карбонатных пород	Ходжаачканский
	3. Гибридные щелочные породы	Задегают в породах первой и второй интрузивных фаз и вмещающих осадочно-метаморфических породах	Ходжаачканский, Матчинский, Ясманский
Лейкократовые граниты. Обычно дайкообразные тела различной мощности и протяженности	2. Биотит-риббитовые граниты	Слагают участки неопределенной формы и размеров на контакте со щелочными породами первой интрузивной фазы	Ясманский

Анализ фактического материала показывает, что все фациальные разновидности щелочных пород в пределах каждого массива размещаются строго закономерно, т. е. существует определенная последовательность смены фаций по направлению от центра к контакту, определяемая литологическим составом вмещающих пород. Биотитовые нефелиновые сиениты — наиболее характерная фация, развитая в пределах всех щелочных массивов. Они слагают обычно центральные части интрузивных тел и характеризуются наиболее постоянным и выдержанным минералогическим и химическим составом во всех массивах, не несут существенных признаков ассимиляции расплавом вмещающих пород и, вероятно, соответствуют составу внедрившейся магмы, т. е. могут рассматриваться как главная интрузивная фация.

Биотитовые нефелиновые сиениты в сторону контакта закономерно сменяются фациями амфиболовых нефелиновых, амфиболовых щелочных и амфиболовых кварцевых сиенитов в случае алюмосиликатного состава вмещающих пород (песчано-сланцевые толщи и кристаллические сланцы) или пироксеновых (эгирин-авгитовых) нефелиновых сиенитов и гибридных щелочных пород в случае карбонатных вмещающих пород.

Наиболее детально разрез 1-го типа изучен в пределах Яманского массива благодаря большому количеству горных выработок. Биотитовые нефелиновые сиениты здесь постепенно сменяются биотит-амфиболовыми нефелиновыми и нефелинсодержащими сиенитами и далее амфиболовыми щелочными сиенитами. Изменения в минералогическом составе пород выражаются в уменьшении содержания нефелина до его полного исчезновения, увеличении содержания микроклина, плагиоклаза и темноцветных минералов. При этом содержание апортитовой составляющей в плагиоклазе увеличивается с 8—12 до 12—28%, биотит постепенно замещается щелочным амфиболом (феррогастингситом), характеризующимся весьма изменчивым двупреломлением, углом угасания и плеохроизмом, что свидетельствует о непостоянстве его химического состава. Резко увеличивается содержание таких акцессорных минералов, как ильменит и сфен, и уменьшается содержание магнетита. Минеральный состав, структурно-текстурные особенности пород и штировое распределение лейкократовых и меланократовых разностей в них сильно изменчиво. Изменения в химическом составе пород выражаются в постепенном уменьшении содержания глинозема и щелочей, в основном натрия, увеличении содержания кремнезема, кальция, железа, титана. Ближе к контакту со сланцами в сиенитах появляется кварц, и амфиболовые щелочные сиениты постепенно переходят в щелочные кварцсодержащие и кварцевые сиениты, в которых темноцветный представлен рибекитом, а содержание кварца достигает 15—20%. В кварцевых сиенитах, по сравнению со щелочными амфиболовыми сиенитами, значительно возрастает содержание кремнезема и относительная концентрация кальция и снижается содержание глинозема и натрия. Непосредственно

на контакте сиенитов и сланцев развита маломощная контактово-реакционная оторочка кварц-полевошпатовых пород, соответствующих по составу щелочным гранитам.

Аналогичный по характеру разрез детально изучен Л. Л. Перчуком (1964) в пределах Матчинского массива по долине р. Герез. Здесь биотитовые нефелиновые сиениты постепенно сменяются щелочными, а затем кварцевыми сиенитами и породами, близкими по составу к лейкократовым гранитам. Далее следуют ороговикованные сланцы.

Изменения вмещающих пород (сланцев) выражаются в их сиенитизации и ороговиковании, особенно отчетливо проявленных в ксенолитах сланцев. Детальное изучение таких ксенолитов показывает, что их периферические части сложены меланократовыми амфиболовыми щелочными сиенитами с мелкозернистой, часто порфиroidной, структурой и гнейсовидной текстурой, сложенными амфиболом (30—50%), микроклином и альбит-олигоклазом или альбитом (50—70%). Порфирировые выделения представлены крупными (до 4—5 мм) изометричными выделениями микроклина с многочисленными включениями мелких зерен плагиоклаза и амфибола. Состав амфибола весьма непостоянен и изменяется от феррогастингсита до обыкновенной роговой обманки. Ближе к центру ксенолита в породах появляется кварц и биотит, структура породы становится роговиковой, и сиениты постепенно через кварц-микроклин-альбититовые роговики с массивной текстурой переходят в неизменные сланцы.

В прикровлевых частях интрузий и в зонах экзоконтакта широко развиты своеобразные фациальные разновидности щелочных пород, называемые нефелиновыми сиенито-гнейсами и щелочными сиенит-мигматитами (Омельяненко, 1959, 1961; Перчук, 1964), весьма характерные для Ходжаачканского, Матчинского и Тутекского массивов. Эти породы характеризуются четко выраженной полосчатостью, обусловленной чередованием темных мелкозернистых пород, отвечающих по составу мезо- или меланократовым амфиболовым или эгирин-авгитовым нефелиновым и щелочным сиенитам, и более светлых среднезернистых пород того же состава, отличающихся меньшим содержанием темноцветных минералов. Мощность таких полос изменяется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Во всех случаях в участках развития таких пород в большом количестве отмечаются ксенолиты сланцев, вытянутые по направлению полосчатости, периферические части которых сиенитизированы и соответствуют по составу и структурно-текстурным особенностям породам, слагающим темные полосы в нефелиновых сиенито-гнейсах и щелочных сиенит-мигматитах. Ороговикованные и неизменные сланцы в центральных частях ксенолитов инъецированы многочисленными прожилками нефелиновых и щелочных сиенитов.

Геологическое положение, особенности строения нефелиновых сиенито-гнейсов и щелочных сиенит-мигматитов и их взаимоотно-

шения с вмещающими породами свидетельствуют о том, что они являются продуктами инфильтрационного магматического замещения сланцев щелочной магмой в результате ее тонкой послонной инъекции. Физико-химическая сторона этого вопроса детально рассмотрена Л. Л. Перчуком (1964).

Щелочные породы, образовавшиеся в результате сиенитизации сланцев, обладают повышенными содержаниями таких элементов, как хром, никель, кобальт, медь, ванадий, которые практически отсутствуют в интрузивных породах.

Разрез второго типа изучен в пределах Ходжаачканского и Ту-текского массивов. Здесь биотитовые нефелиновые сиениты в сторону контакта с известняками постепенно сменяются пироксеновыми нефелиновыми сиенитами, характеризующимися весьма изменчивым содержанием пироксена (от 5—10% в лейкократовых разностях до 40% и более в меланократовых) и его составом, увеличением содержания таких акцессорных минералов, как апатит, сфен и гранат. Изменения в химическом составе выражаются в значительном увеличении содержания окиси кальция и магния, фосфора и титана. На контакте нефелиновых сиенитов с известняками образуются неоднородные по составу и структуре гибридные щелочные породы, сложенные эгирин-авгитом, микроклином, нефелином, гранатом (меланитом) с большим количеством апатита, сфена, кальцита и волластонита, которые через экзоскарны, сложенные пироксеном, волластонитом, гранатом и кальцитом, переходит в мраморизованные известняки.

В тех случаях, когда вмещающие породы представлены сланцами с прослоями известняков или известковистыми сланцами, эндоконтактные фации представлены пироксен-амфиболовыми нефелиновыми и щелочными сиенитами, являющимися переходными между фациями I и II типов.

Таким образом, установленные взаимоотношения различных фациальных щелочных пород I-й интрузивной фазы и закономерная зависимость их состава и минералого-геохимических особенностей от состава вмещающих их осадочных пород позволяют сделать следующие выводы.

1. Исключительное разнообразие щелочных пород I-й интрузивной фазы обусловлено главным образом процессами ассимиляции нефелин-сиенитовой магмой вмещающих осадочных и метаморфических пород и их магматическим замещением на месте становления интрузии.

2. Состав нефелин-сиенитовой магмы чрезвычайно легко изменяется в результате ее контаминации вмещающими породами, особенно алюмосиликатными. При взаимодействии с последними щелочность магмы (активность сильных оснований) резко понижается, в результате чего образуются своеобразные переходы от нефелиновых сиенитов до гранитов.

В некоторых массивах (Кштутский, Ясманский, Матчинский) в щелочных сиенитах отмечаются единичные секущие дайки биотит-

нефелиновых сиенитов, что, по-видимому, послужило основанием для выделения щелочных сиенитов в самостоятельную интрузивную фазу, предшествующую внедрению нефелиновых сиенитов (Ляшкевич, 1961; Шинкарев, 1966; Ильинский, 1970). Щелочные сиениты в зоне эндоконтакта несомненно закристаллизовались раньше, чем нефелиновые сиениты центральной части камеры. Поэтому образование контракционных трещин в периферии массива и выжимание в них расплава из центральной части камеры закономерное и достаточно широко распространенное явление, не дающее, однако, основания для выделения таких пород в самостоятельные интрузивные фазы.

Щелочные породы II и III интрузивных фаз пользуются ограниченным распространением (за исключением Ясманского), а в ряде массивов вообще отсутствуют (Джилисуйский, Тутекский). Они характеризуются относительно выдержанным составом, причем на контакте со сланцами каких-либо существенных изменений в составе и строении как интрузивных, так и вмещающих пород не отмечается, что объясняется, по-видимому, их сравнительно равновесным химическим составом и небольшим объемом внедрившегося расплава. Эндоконтактные фации кварцевых сиенитов образуются только на участках развития карбонатных пород. Так, в Ходжаачканском массиве биотитовые и биотит-амфиболовые кварцевые сиениты по направлению к контакту с известняками постепенно сменяются эгирин-авгитовыми кварцевыми сиенитами. В последних по направлению к контакту уменьшается содержание кварца, увеличивается содержание пироксена и эгириновой молекулы в нем, и кварцевые сиениты постепенно переходят в пироксеновые щелочные бескварцевые сиениты. Непосредственно у контакта с известняками развиваются гибридные щелочные породы с нефелином.

В Ясманском массиве на контакте нефелиновых и щелочных сиенитов с биотитовыми лейкократовыми гранитами в последних развивается фация щелочных рибекитовых гранитов (Ифантопуло, 1969).

Обращает на себя внимание исключительное сходство петрохимических и минералого-геохимических особенностей кварцевых сиенитов и гранитов II и III интрузивных фаз с кварцевыми сиенитами и кварц-полевошпатовыми породами, являющимися фациальными разновидностями щелочных пород I интрузивной фазы. Как в фазовых, так и в фациальных разностях пород, в первом случае во времени, во втором — в пространстве, закономерно увеличивается содержание кремнекислоты и кварца, изменяется тип щелочности от натрового до калиевого при уменьшении общей щелочности, увеличивается содержание титана, что нашло отражение в сходном минеральном составе пород и сходных ассоциациях магматических акцессорных минералов. Все это дает основание предполагать, что и фациальные и фазовые разновидности щелочных пород в Южной провинции образовались из одной и той же исходной нефелин-сиенитовой магмы, причем ее эволюция в том и другом случае обуслов-

лена длительным взаимодействием с алюмосиликатными породами: в первом случае — на месте становления интрузии, во втором — на глубине в остаточном магматическом очаге или промежуточных очагах на пути подъема магмы.

Такие представления об условиях формирования щелочных массивов позволяют объяснить некоторые интересные закономерности в их геологическом строении, в частности отчетливо выраженную приуроченность однофазных массивов, сложенных только щелочными породами I фазы, преимущественно нефелиновыми сиенитами, к более мобильным и легко проницаемым шовным зонам (Джилн-суйский) и глубинным разломам (Тутекский) и многофазных массивов — к стабильным геоантиклинальным зонам (Матчинский, Ясманский и др.), в которых подъем магмы был затруднен, в связи с чем условия ее длительного и более активного взаимодействия с алюмосиликатными породами были более благоприятными. Соответственно в этих массивах широко распространены эндоконтактные фации, уменьшается объем нефелиновых сиенитов, появляются кварцевые сиениты и граниты II и III интрузивных фаз.

Образование щелочной нефелин-сиенитовой магмы и особенно ее геохимической специализации наиболее удовлетворительно могут быть объяснены исходя из гипотезы ее палингенного происхождения при участии ювениальных щелочных растворов в процессе магмообразования.

Происхождение щелочных пород калиевой щелочно-базальтоидной субформации в Северной провинции, их минералого-геохимические особенности и особенности геологического строения массивов наиболее удовлетворительно могут быть объяснены исходя из гипотезы их образования в результате взаимодействия оливин-базальтовой магмы с «гранитными» породами континентального основания (Тернер, Ферхуген, 1961), вследствие которого магма обогащается щелочами, особенно калием, кремнекислотой и такими литофильными элементами, как литий, рубидий, цезий, бериллий, бор, уран, торий и др. (Осокин, 1970).

### **ПРОЦЕССЫ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО ИЗМЕНЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И ГЕНЕЗИС РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ**

Процессы постмагматического изменения пород в щелочных интрузиях Туркестано-Алая изучались многими исследователями, но наиболее детально они освещены в работах Б. И. Омеляненко (1958, 1961) и Л. Л. Перчука (1964). Постмагматические изменения щелочных пород эти исследователи рассматривали как типичный автоматасоматоз.

Проведенное нами изучение закономерностей проявления процессов высокотемпературного постмагматического изменения щелочных и вмещающих их осадочных пород и связанной с ними редкометальной минерализации позволяет по-иному трактовать вопро-

сы их генезиса. Наиболее характерными постмагматическими процессами являются альбитизация, флюоритизация и карбонатизация пород; процессы микроклинизации и железистого метасоматоза распространены весьма ограниченно. Редкометальной минерализации в связи с ними не отмечается, поэтому мы остановимся только на рассмотрении первых трех процессов.

Прежде всего обращает внимание исключительно неравномерное развитие различных процессов метасоматоза в пределах отдельных массивов, причем интенсивность и характер их проявления не зависят от масштабов интрузии и глубины их эрозионного среза, а определяются положением интрузий в различных структурно-тектонических зонах. Процессы альбитизации и флюоритизации интенсивно выражены только в массивах, расположенных в мобильных шовных зонах и глубинных разломах (Джилисуйский, в меньшей степени Ходжаачканский и Тутекский), тогда как процессы карбонатизации — в массивах, расположенных в наиболее стабильных геоантиклинальных зонах (Матчинский). В Северной провинции, в интрузиях калиевой щелочно-базальтоидной субформации процессы метасоматоза развиты очень слабо.

Отчетливо устанавливается два типа проявления щелочного метасоматоза: площадного и локального. Площадной метасоматоз (альбитизация и карбонатизация) является типичным диффузионным автометасоматозом и проявлен более или менее равномерно во всех щелочных интрузиях. Площадная альбитизация развивается в породах всех интрузивных фаз и выражается повсеместно в пертитизации микроклина. Наиболее интенсивна она в прикровлевых участках интрузивных тел и участках повышенной трещиноватости, где биотит замещается эгирином (в сиенитах) или рибекитом (в гранитах) и развит клевеландит. В альбитизированных сиенитах отмечается редкая, рассеянная вкрапленность мелкозернистого пирохлора, образующегося за счет замещения биотита альбитом. Высвобождающееся при этом железо окрашивает альбит в характерный красноватый цвет в виде ореолов вокруг зерен пирохлора. В альбитизированных гранитах отмечается рассеянная вкрапленность колумбита, касситерита, циркона. Альбитизация гранитов и связанных с ними жильных образований развита только в пределах Ясманского массива. В дайкообразных телах гранитов в Матчинском и Ходжаачканском массивах процесс альбитизации не проявлен, что обусловлено, по-видимому, различным объемом интрузивных масс.

Площадная карбонатизация развивается только в породах I интрузивной фазы и выражается в замещении нефелина канкринитом и образовании кальцита. Наиболее отчетлив этот процесс в нефелиновых сиенитах Ясманского массива.

Редкие элементы в щелочных породах, подвергшихся автометасоматозу, не концентрируются. Это подтверждает вывод о том, что в процессе автометасоматоза происходит только перераспределение редких элементов за счет их высвобождения из порообраз-

зующих минералов (в основном темноцветных) и концентрации в аксессуарных редкометальных минералах.

Локальный метасоматоз развит только в пределах зон тектонических нарушений (зоны дробления, повышенной трещиноватости и т. д.) преимущественно в эндо- и экзоконтактных щелочных интрузий и выражается в образовании типичных инфильтрационно-метасоматических зон измененных пород с четкой зональностью. Мощность таких зон изменяется в широких пределах, достигая нескольких десятков метров при протяженности до многих сотен метров. Характерной особенностью локального метасоматоза является его широкое развитие по вмещающим осадочным породам на значительном удалении (до 0,5—1,0 км и более) от интрузий, причем отдельные зоны метасоматически измененных пород не обнаруживают непосредственной связи со щелочными массивами (зоны альбитизации в западном экзоконтакте Джилисуйского массива, карбонатные метасоматиты в полосе развития силурийских сланцев между массивами Матча, Тутек и Даранпиоз и т. д.).

Процесс альбитизации выражается в глубоком изменении минералогического и химического состава пород и их структурно-текстурных особенностей. В конечном итоге образуются эгирин-альбитовые и мономинеральные альбитовые породы (альбититы) независимо от исходного состава замещаемых пород. Процессы локальной альбитизации сопровождаются редкометальной ниобий-циркониевой минерализацией. Ниобий и цирконий связаны с пироксеном и цирконом, наряду с которыми развиваются сфен, апатит, астрофиллит и др. Распределение ниобия и циркония в зонах альбитизации крайне неравномерное, но их содержания в среднем в десятки раз превышают содержания в неизмененных породах. Альбитизированные породы имеют также повышенные содержания тантала, урана, фосфора и редких земель. Весьма характерным является резкое уменьшение тантало-ниобиевого отношения в среднем от 1 : 10 в неизмененных сланцах до 1 : 50 и менее в зонах альбитизации.

Процесс альбитизации, как правило, повсеместно сопровождается флюоритизацией (в отличие от площадной альбитизации), являющейся явно наложенной. С последней генетически связана ториевая минерализация. Максимальные концентрации тория, в несколько раз превышающие содержание в неизмененных породах, отмечаются в зонах альбитизированных пород, развивающихся по сланцам, где нередки секущие флюорит-торитовые жилы. В альбитизированных сланцах существенные концентрации тория не обнаружены, что, по-видимому, обусловлено различным режимом кислотности — щелочности в сланцах и сланцах.

Процесс карбонатизации выражается в образовании тел карбонатных метасоматитов, характеризующихся исключительным разнообразием минералогического состава и морфологических форм. С ними генетически связана редкометальная (ниобий, тантал, торий,

уран, редкие земли), фосфорная и плавиковошпатовая минерализация.

Анализ соотношений между метасоматически измененными породами, закономерностей их распространения и редкометальной минерализации позволяет сделать вывод о том, что процессы локального метасоматоза были значительно оторваны во времени от становления интрузий и процессов автометасоматоза и обусловлены потоками ювениальных щелочных растворов. Этот вывод, в частности подтверждается определениями абсолютного возраста неизмененных и альбитизированных щелочных пород Рокшиф-Сабахского массива, составляющего соответственно  $216-227 \pm 9$  и  $190-204 \pm 6$  млн. лет (Баратов, 1970).

Редкометальная минерализация генетически и пространственно связана с зонами альбитизированных, флюоритизированных и карбонатизированных интрузивных и вмещающих их осадочных пород, причем источником рудного вещества являлись ювениальные щелочные растворы. Высвобождение редких металлов из породообразующих минералов и их концентрация в аксессуарных редкометальных минералах в процессе метасоматоза имеют место, но не играют существенной роли в образовании редкометальной минерализации.

Массивы щелочных пород в Туркестано-Алае расположены в пределах четырех структурно-фациальных зон, соответствующих различным генетическим типам тектонических структур: геосинклинальным прогибам, геоантиклинальным поднятиям и шовным структурам, ограниченными глубинными разломами. Палеозойские структуры не контролируют размещение интрузий, но определяют особенности их геологического строения, петрографического и петрохимического состава слагающих массивы пород, характер постмагматических процессов, закономерности распределения акцессорных минералов и редких элементов.

Учитывая особенности геологического строения массивов, вещественного состава слагающих их пород, редкометальной и акцессорной минерализации можно выделить две петрографические провинции, соответствующие областям развития щелочных пород щелочно-гранитоидной (Южная провинция) и калиевой щелочно-базальтоидной субформации (Северная провинция). В обеих провинциях проявлены три последовательные интрузивные фазы: в Северной — габбро и монцониты; субщелочные и щелочноземельные граниты, граносиениты и сиениты; щелочные и нефелиновые сиениты; в Южной — щелочные и нефелиновые сиениты; кварцевые сиениты; субщелочные и щелочные граниты. Большое разнообразие щелочных пород в пределах каждого массива, распространение эндоконтактных фаций и образование фазовых разновидностей пород обусловлены ассимиляцией щелочной магмой (соответствующей по составу биотитовым нефелиновым сиенитам в Южной, и щелочно-базальтовой — в Северной провинции) вмещающих алюмосиликатных и карбонатных пород на месте становления интрузий и в промежуточных очагах на пути подъема магмы.

Щелочные и вмещающие их осадочные породы подверглись интенсивному, но неравномерно выраженному постмагматическому щелочному метасоматозу двух типов: площадному и локальному. Площадной метасоматоз является типичным автометасоматозом и выражается в относительно равномерно проявленной во всех мас-

сивах альбитизации и карбонатизации интрузивных пород. Локальный метасоматоз проявлен только в пределах зон тектонических нарушений (дробления, повышенной трещиноватости и т. п.) в основном в эндо- и экзоконтактах щелочных интрузий и выражается в интенсивной альбитизации, флюоритизации и карбонатизации пород и образовании сложно ветвящихся жильных тел и прожилково-штокверковых зон метасоматитов с инфильтрационно-метасоматической зональностью.

Процессы локального метасоматоза были значительно оторваны во времени от становления интрузий и процессов автометасоматоза и обусловлены потоками ювенильных щелочных растворов. Их характер и интенсивность определяются тектоническими условиями и зависят от положения щелочных интрузий в различных тектонических зонах: процессы альбитизации интенсивно проявлены только в массивах, расположенных в наиболее мобильных шовных зонах вблизи глубинных разломов (Джилисуйский); процессы карбонатизации — в массивах, расположенных в стабильных геоантиклинальных зонах (Матчинский). Для Северной провинции эти процессы вообще не характерны.

В щелочных породах установлено свыше 40 видов акцессорных минералов. Форма кристаллов минералов, их физические и оптические свойства и элементы-примеси являются типоморфными признаками и вместе с характером минеральных ассоциаций отражают условия их кристаллизации. Для щелочных пород Северной провинции характерна апатит-магнетит-гранатовая ассоциация магматических акцессорных минералов, для Южной — апатит-циркон-магнетитовая. Фазовые и фациальные разновидности щелочных пород в пределах каждой провинции характеризуются близкими минеральными ассоциациями. Содержание акцессорных минералов и количество минеральных видов закономерно увеличивается от пород ранних фаз к поздним и особенно в жильных образованиях. Наиболее высокими концентрациями и разнообразием акцессорных минералов обладают метасоматически измененные породы.

Комплексы редких элементов и их содержания в щелочных породах обеих провинций отражают их геохимическую специализацию, условия образования и формационную принадлежность. Так, содержания редких элементов в неизменных породах Южной провинции близки к средним содержаниям в породах щелочно-гранитоидной, а в Северной — калиевой щелочно-базальтоидной субформаций.

По характеру распределения редкие элементы разделяют на две большие группы: а) литий, рубидий, цезий, бериллий, галлий, характеризующиеся относительно равномерным распределением во всех разновидностях щелочных пород, в том числе и метасоматически измененных, с некоторым перераспределением в последних; б) тантал, ниобий, цирконий, уран, торий, редкоземельные элементы, фтор, характеризующиеся низкими (на уровне кларковых) содержаниями и относительно равномерным распределением в неизменен-

ных разностях щелочных пород и высокими концентрациями в метасоматитах, в 2—10 и более раз превышающими их.

Неизменным разностям щелочных пород свойственны низкие концентрации и относительно равномерное распределение редких элементов, которые находятся в основном в рассеянном состоянии в породообразующих минералах (около 80—100%). Редкие элементы в метасоматитах связаны с собственными редкометальными и редкоземельными минералами и распределены крайне неравномерно, что обусловлено различной интенсивностью проявления метасоматоза.

Редкометальная минерализация (ниобий, тантал, цирконий, торий, уран, редкоземельные элементы) генетически и пространственно приурочена к зонам альбитизированных, флюоритизированных и карбонатизированных щелочных и вмещающих их осадочных пород.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апельцин Ф. Р., Нечаева Б. А., Шейманн Ю. М. К классификации щелочных интрузивных комплексов.— «Минеральное сырье», 1960, вып. 1, с. 37—52.
- Арапов Ю. А. Основные черты геологического развития, вулканизма и металлогении Алайской горной системы.— «Труды ВСЕГЕИ», 1953, т. 10, с. 254.
- Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, «Дониш», 1966, 336 с.
- Баратов Р. Б., Дусматов В. Д., Мельниченко А. К. Первые данные о калий-аргоновом возрасте нефелиновых сисситов Тутек-Девонасуйского массива (Алайский хребет).— «Докл. АН ТаджССР», 1969, т. 12, № 12, с. 41—43.
- Баратов Р. Б., Мельниченко А. К., Дусматов В. Д. Возраст щелочных пород Рокшифо-Сабахского массива (Туркестанский хребет), определенный калий-аргоновым методом.— «Докл. АН ТаджССР», 1970, т. 13, № 4, с. 35—37.
- Баратов Р. Б., Кутенец В. А., Маджи Л. А. О последовательности образования интрузивных комплексов Восточного Каратегина (Ц. Таджикистан).— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 6, с. 1347—1350.
- Белянкин Д. С. О щелочных породах с ледника Райгородского в Туркестане, собранных И. А. Преображенским.— «Изв. СПб политехн. ин-та», 1910, т. 67, с. 221—246.
- Бондаренко В. Н. Вероятностная постановка проблемы доказательства генетического родства.— «Материалы ИМГРЭ. Науч. собрания», 1968, вып. 1, с. 5—14.
- Бородин Л. С. Редкие элементы как индикаторы глубинности (ювенильности) формации щелочных пород. Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещ. Баку, Изд-во АН АзССР, 1969, с. 420—422.
- Бородин Л. С. О коровых и ювенильных ассоциациях элементов (в связи с проблемой геохимической специализации гранитоидов).— В кн.: Симпозиум по геохимическим критериям потенциальной рудоносности гранитоидов. Тезисы докладов. Иркутск, 1970, с. 241—242.
- Ван-дер-Варден Б. Л. Математическая статистика. М., Изд-во иностр. лит., 1960, 434 с.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
- Волочкович К. Л. Типы палеозойских геосинклинальных и орогенных структур центральной части Южного Тянь-Шаня.— «Бюлл. МОИП. Отд-ние геол.», 1970, т. 45, вып. 6, с. 146—147.
- Волочкович К. Л., Гаврилин Р. М., Ифантопуло Т. Н. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогенетическая характеристика. М., «Наука», 1973, 126 с.
- Воробьева О. А. Щелочные породы СССР.— В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфич. горные породы. М., 1960, с. 104—119.

- Воробьева О. А. Проблема щелочного магматизма. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., 1963, с. 76—83.
- Гаврилин Р. Д. Интрузивные комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). — «Докл. АН СССР», 1960, т. 134, № 5, с. 1162—1165.
- Дорфман М. Д., Тимофеев В. Д. К петрографии щелочного массива Ходжа-Ачкан. — «Труды Петрограф. ин-та АН СССР», 1939, вып. 14, с. 157—194.
- Ильинский Г. А. К кристаллографии лодочникита (гр. браннерита), — «Вестн. Ленинград. ун-та. Сер. геол. и географ.», 1961, вып. 1, № 6, с. 134—138.
- Ильинский Г. А. Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. Л., Изд. ЛГУ, 1970. 166 с.
- Ифантопуло Т. Н., Кравченко С. М., Червинская А. Д. Акцессорные минералы как индикаторы особенностей петрогенезиса. М. «Наука», 1969, с. 166.
- Ифантопуло Т. Н. Редкие земли, тантал, ниобий и цирконий в Яманском щелочном массиве Алай. — В кн.: Особенности распределения редких элементов в изверженных горных породах. Тр. ИМГРЭ. М., 1970, с. 86—96.
- Костылева Е. Е. О причине колебания удельного веса у цирконов. — «Труды Ломоносовского ин-та геохимии, кристаллографии и минералогии АН СССР», 1936, вып. 7, с. 207—224.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, «ДОНИШ», 1968. 298 с.
- Леонова Л. Л. Уран и торий в варисских щелочных интрузиях Метча и Турпи (Южный Тянь-Шань). — «Геохимия», 1964, № 9, с. 956—959.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., «Наука», 1967. 448 с.
- Ляхович В. В., Родионов Д. А. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных горных породах. — «Труды ИМГРЭ», 1961, вып. 6, с. 17—55.
- Ляшкевич З. М. Особенности строения щелочного массива Турпи. — «Изв. АН ТаджССР. Отд-ние геол.-хим. и техн. наук», 1961, вып. 2/4, с. 49—70.
- Ляшкевич З. М. Новые данные о строении Сохского щелочного массива (Алайский хребет). — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1963, № 8, с. 69—78.
- Майоров И. П., Гаврилин Р. Д. Карбонатиты из верхнепалеозойской геосинклинали Туркестано-Алая. — «Советская геология», 1971, № 10, с. 111—116.
- Москвин А. В. Щелочные породы верховьев р. Ходжа-Ачкан. «Труды Памирской экспедиции», вып. IV (14). Л., Изд. АН СССР, 1932, с. 1—101.
- Мушкетов И. В. Содалитовый сиенит из долины Сабых в верховьях Зеравшана. — «Зап. Сиб. минер. о-ва», 1894, 2 сер., т. 31, с. 15—18.
- Мушкетов И. В. Геологическая экспедиция на Зеравшанский ледник в 1880 г. Т. II, Туркестан, 1906, с. 3—20.
- Никитин И. К. К геологии северного склона Туркестанского хребта. «Труды экспедиции», вып. L. Л., Таджик-Памир. экспед., 1936, 90 с.
- Омельяненко Б. И. Явление натрового метасоматоза в приконтактных частях щелочных массивов верховьев р. Ходжа-Ачкан. — «Труды ИГЕМ», 1958, вып. 21, с. 198—208.
- Омельяненко Б. И. Возможные пути формирования щелочных магм в геосинклинальных областях (на примере Туркестано-Алая). — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1959, № 12, с. 54—59.
- Омельяненко Б. И. Инфильтрационная метасоматическая зональность в послемагматических образованиях щелочных интрузий верховьев р. Ходжа-Ачкан. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961, т. 1. с. 524—545.
- Омельяненко Б. И., Сиротина Н. А. Акцессорные минералы в щелочных породах Ходжа-Ачкан. — В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии, геохимии. М., 1959, с. 414—422.
- Осокин Е. Д. Редкие элементы в щелочных массивах Северо-Байкальского нагорья и некоторые вопросы общей петрологии щелочных пород. — Автореф. диссерт. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук. М., 1970. 25 с.

Перчук Л. Л. Некоторые закономерности высокотемпературных постмагматических процессов интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1963, с. 148—155.

Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., «Наука», 1964. 243 с.

Перчук Л. Л., Омеляненко Б. И., Шинкарев Н. Ф. Фазы и фации щелочных интрузивов бассейна р. Ходжаачкан (Алайский хребет) в связи с вопросами их генезиса.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1961, № 12, с. 13—23.

Преображенский И. А. Нефелиновые сиениты с р. Тагобы-Собак в бассейне верхнего Зеравшана.— «Изв. минерал. лаб. Сиб. Политехн. ин-та им. Петра Великого», 1911, вып. 1, № 15, с. 293—338.

Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов, Изд. Львов. гос. ун-та, 1959. 370 с.

Резвой Д. П., Портягина Э. А., Марушкин И. О некоторых особенностях глубинной тектоники Юго-Западного Тянь-Шаня.— «Геол. сб. Львов. ун-та им. И. Франко», 1969, № 12, с. 142—145.

Синицын Н. М. О возрасте древних денудационных поверхностей в Западном Тянь-Шане и Алае.— «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, т. 80, вып. 1, 1948.

Синицын Н. М. Материалы к изучению геологии сикура Южной Ферганы.— «Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.», 1955, вып. 6., № 189, с. 35—44.

Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня.— «Вестн. ЛГУ», 1957, № 12, с. 5—25.

Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л. Изд. ЛГУ, 1960, 216 с.

Сморчков И. Е., Батырева Н. Н. Значение радиоактивных аксессуарных минералов при петрографо-металлогеническом исследовании.— В кн.: Аксессуарные минералы изверженных пород. М., 1968, с. 300—303.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.

Хасанов А. Х. О генезисе Турпинского массива нефелиновых сиенитов (Гиссаро-Алай).— «Докл. АН ТаджССР», 1967, т. 10, № 3, с. 41—44.

Шадчиев А. С., Жирнов О. Г., Дранныков В. С. О находке органических остатков в метаморфических образованиях Гарм-Хантского района (Карагетин).— «Докл. АН ТаджССР», 1970, т. 13, № 3, с. 43—48.

Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Закономерности размещения комплексов щелочных пород и связанной с ними минерализации. М., Госгеолтехиздат, 1961. 178 с. (Труды ВИМС. Сер. «Геология месторождений редких элементов», вып. 12—13).

Шинкарев Н. Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Л. Изд. ЛГУ, 1966, 152 с.

Levinson A. A., Borup R. A., High hafnium from Norway (Abst).— Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70, № 12, pt. 2, p. 1638.

Stott V. H., Hilliard A. Variation in the structure of zircon.— Mineral. Mag., 1946, v. 27, № 193, p. 198—203.

Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust.— J. Geol. Soc. Amer., 1961, v. 72, № 2, p. 175—191.

Voder H. S., Tilly C. E. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems.— J. petrology, 1962, v. 3, № 3, p. 342—532.

1717

НЕДРА